



TITLE:

南海トラフ地震発生帯付加体内部
における主応力方位・水平差応力
分布の地震学的研究(
Dissertation_全文)

AUTHOR(S):

木村, 俊則

CITATION:

木村, 俊則. 南海トラフ地震発生帯付加体内部における主応力方位・水平差応力分布の地震学的研究. 京都大学, 2017, 博士(工学)

ISSUE DATE:

2017-01-23

URL:

<https://doi.org/10.14989/doctor.k20086>

RIGHT:

南海トラフ地震発生帯付加体内部における
主応力方位・水平差応力分布の
地震学的研究

木村 俊則

Seismological study on spatiotemporal
distribution of orientation and magnitude of
horizontal differential stress in the
accretionary prism of the Nankai subduction
zone

Toshinori Kimura

目次

| | |
|--|----|
| 目次 | i |
| 第 1 章 緒論 | 1 |
| 1.1 本研究の背景 | 1 |
| 1.2 本研究の目的 | 3 |
| 1.3 本研究の構成と内容 | 5 |
| 第 2 章 受動的記録を利用した南海トラフ地震発生帯における地震学的構造探査 | 9 |
| 2.1 緒言 | 9 |
| 2.2 データ処理に用いる観測データ | 10 |
| 2.3 地震波干渉法処理 | 11 |
| 2.4 孔内・海底地震計鉛直成分の常時微動記録を用いた地震波干渉法解析 | 12 |
| 2.4.1 データ解析 | 13 |
| 2.4.2 結果およびまとめ | 16 |
| 2.5 海底地震計水平動成分の常時微動記録を用いた地震波干渉法および S 波偏向異方性解析 | 22 |
| 2.5.1 S 波偏向異方性 | 23 |
| 2.5.2 データ解析 | 24 |
| 2.5.3 結果およびまとめ | 29 |
| 2.6 海底下鉛直地震計アレイの常時微動記録を用いた地震波干渉法および S 波偏向異方性解析 | 31 |
| 2.6.1 データ解析 | 32 |
| 2.6.2 結果およびまとめ | 33 |
| 2.7 結言 | 35 |
| 第 3 章 海底地震計およびエアガンを用いた地震発生帯における S 波偏向異方性探査 | 40 |
| 3.1 緒言 | 40 |
| 3.2 調査計画策定・探査測線検討 | 41 |
| 3.3 データ取得 | 45 |
| 3.4 波形回転処理を用いた S 波偏向異方性解析 | 50 |
| 3.5 エアガン発振記録を用いた地震波干渉法解析 | 57 |
| 3.6 結言 | 61 |
| 第 4 章 地層ごとに異なる性質を持つ媒質での S 波偏向異方性解析 | 64 |
| 4.1 緒言 | 64 |
| 4.2 データ処理手法 | 64 |
| 4.2.1 異方性センブランス | 65 |

| | |
|---|-----|
| 4.2.2 地層ごとの異方性センブランス解析----- | 69 |
| 4.3 数値計算による手法検討----- | 71 |
| 4.3.1 単純な異方性層構造モデルと理論式を用いた数値計算----- | 71 |
| 4.3.2 三次元弾性波シミュレーションを用いた数値実験----- | 76 |
| 4.4 観測データへの本手法の適用----- | 82 |
| 4.4.1 観測データ----- | 82 |
| 4.4.2 異方性センブランス解析で得られた地層ごとの S 波偏向異方性----- | 84 |
| 4.4.3 議論----- | 85 |
| 4.5 結言----- | 86 |
| 第 5 章 南海トラフ地震発生帯広域における S 波偏向異方性解析と応力分布の推定 | |
| ----- | 89 |
| 5.1 緒言----- | 89 |
| 5.2 南海トラフ広域における地層ごとの S 波偏向異方性解析----- | 89 |
| 5.3 解析結果まとめ----- | 103 |
| 5.4 S 波偏向異方性から推定される水平差応力分布----- | 106 |
| 5.5 結言----- | 114 |
| 第 6 章 結論----- | 118 |

第 1 章 緒論

1.1 本研究の背景

南海トラフは、日本列島本州相模湾～豊後水道南方沖にかけて、海側のフィリピン海プレートが陸側のユーラシアプレートの下に沈み込む形で形成される海底のトラフ構造であり、フィリピン海プレートが海側のユーラシアプレート下部に沈み込む運動により発生する地殻内応力の蓄積・解放プロセスに伴い M8 クラスの巨大地震が約 100～150 年周期で繰り返し発生する場所である (Ando, 1975; Seno, 1993) (図 1-1)。

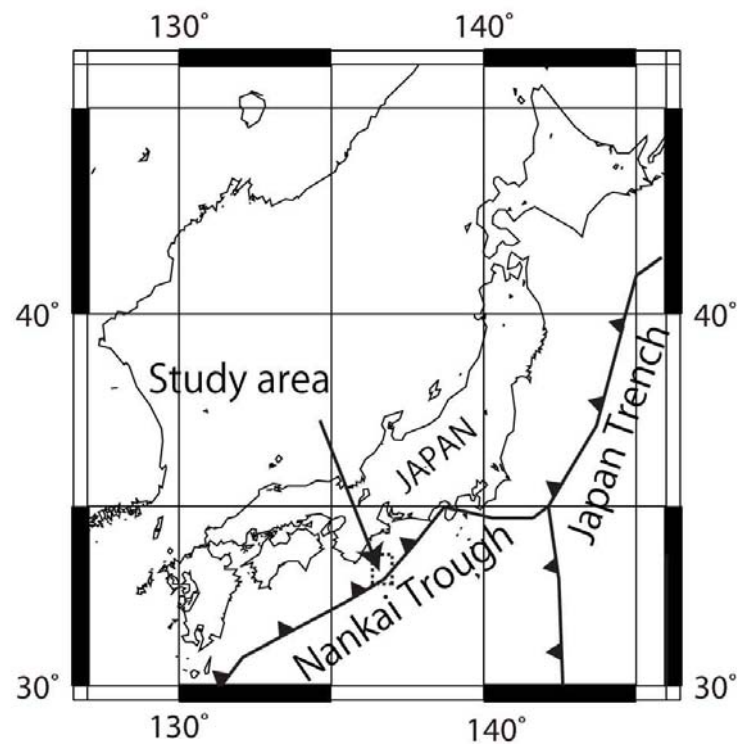


図 1-1 日本列島周辺のプレート沈み込み帯地震発生域。本研究では、図中点線枠で示す南海トラフ熊野灘地域を研究対象とする。

プレート境界型巨大地震は、地震動の揺れのみならず、多くは巨大津波の発生を伴い特に沿岸部に甚大な被害をもたらす。発生場所は異なるが 2011 年 3 月 11 日に発生した東北地方太平洋沖地震では、M9.0 に達する巨大地震が日本海溝沿いの幅 200km、長さ 500km にもわたる広域のプレート境界震源域で発生し、それに伴い発生した巨大津波は東日本広域の沿岸部に人的・物的に甚大な被害をもたらした (例えば Hirose et al., 2011; Fujii et al.,

2011)。特に、東京電力福島第一原子力発電所では、津波を直接的な原因とする炉心融解を含む深刻な事故が発生し、今もなお日本全体の社会・経済に対して影響を与え続けている。

このように、プレート境界型巨大地震の発生は社会にとって大きなリスク要因の一つである。一方で、その発生メカニズムについては理解されていない部分が多く、リスクを評価する手法としても、現状では確率論の枠を出ることができない状況である。ここで、プレート境界型巨大地震発生メカニズムを理解するための最も重要なパラメータのひとつが、海底下の歪・応力場であることは、多くの研究が指摘している通りである。地震発生帯であるプレート境界では、現在どのような歪・応力状態になっているのか？ 将来的にどのように変化していくのか？ また、ひとたび地震が発生した際、どの程度の範囲で応力を解放し、どの程度の変位を発生しうするのか？ 等の未だ明らかでない問題について、地震発生帯広域での理解を進めることは、巨大地震発生時のリスクアセスメント策定の際の重要な情報となり得る。

現在までに、多くの研究がこれらの問題について、特に地震発生域直上での観測データを蓄積・解析することで進められている。直接的なアプローチとしては、海底下に観測孔を掘削し、その孔壁が孔内の応力分布によって一定のパターンで破壊を起こすボアホールブレイクアウト現象を観測する手法がボーリング孔付近の水平主応力方向を推定する手法として利用されている。Lin et al. (2013) では、2011 年 3 月 11 日に発生した東北地方太平洋沖地震の震源域付近に掘削された観測孔を利用してボアホールブレイクアウト観測を実施し、M9.0 に達したプレート境界型巨大地震発生に伴い発生した応力状態の変化を推定することに成功している。また、地下の応力状態を反映していると考えられ、直接的に観測・モニタリングすることが可能な物理量である歪を目的とした孔内歪計による観測も利用されている。例えば、孔内歪計としては、シリコンオイルで満たされた円筒容器を地中に埋設し、周辺の歪変動により生じる円筒容器の体積変化を検出することで体積歪を測定する体積歪計 (Sacks et al., 1971) が陸上では一般的に、海洋では試験的に利用されている。海底下の掘削孔を利用した観測としては、プレート境界型巨大地震発生域である南海トラフ熊野灘の海底に掘削した孔内の海底下約 900m に歪計を設置した例 (Kimura et al., 2013a) があり、現在も技術開発が継続されている。これらの原位置観測は、直接的な観測を可能とする手法であるが、掘削孔を利用するためコスト・技術的な課題がある。例えば、ボアホールブレイクアウト現象は掘削中、あるいは直後にしか観測されない現象のため、繰り返しの観測、時間変化に関する議論をするためのデータを得ることは困難である。また、歪計を用いた観測では、地中の一点における応力・歪場変化の連続観測は可能であるが、特に海底下での観測の場合、主に技術的、コスト面での課題が存在するため、広域での観測を高精度かつ継続して実施することは難しい。地震発生・準備メカニズムの理解に直接的につながる広域での応力分布推定を実現するためには、これらの直接的な手法のみならず、より簡便な観測手法の導入が望まれる。

ここで、南海トラフ巨大地震発生域では、直接的な観測に代わる応力推定の試みとし

て地震学的手法を用いたアプローチがこれまで多く実施されている。例えば、Kodaira et al. (2006) では、海底地震計 (Ocean Bottom Seismometer; OBS), および調査船で曳航されるエアガン、ストリーマケーブルを用いた大規模な屈折法および反射法地震探査の観測データを用いて南海トラフ周辺域での P 波速度構造を推定し、得られた P 波速度構造から南海トラフにおける地震発生サイクルと応力分布の議論に発展させた。Tsuji et al. (2011a) では、海底に一時的に設置した OBS の水平動成分により受振されたエアガン発振記録に含まれる海底下での構造境界で生じた P-S 変換波を解析することで、応力との相関の高い海底下での S 波速度異方性構造のおおまかな推定に成功している。また、Tsuji et al. (2011b) では、南海トラフの掘削孔内で VSP (Vertical Seismic Profile) 探査を実施し、孔内に一時的に設置した地震計アレイで観測されたエアガン発振記録を用いて堆積層下部の一部区間での P 波および S 波の速度異方性構造を算出し、最終的には地震計アレイを設置した深度区間での応力推定の議論を実施している。一方でこれらの観測は全て一時的な観測のため、観測したデータを利用するためには、機器設置、データ観測、機器回収の三つのプロセスが必要であり、データを利用するまでに亡失を含む多くのリスクが存在する。また、これらの船上投入型の機器を繰り返し海底の同じ場所に設置することは困難であり、海底・OBS 間カップリングの設置時期ごとに異なる可能性は解析結果の長期間時間変化を抽出する際の不確定要因となる。

南海トラフには、地震計・津波計等の海底観測点からなる長期海底モニタリングシステム DONET (Dense Oceanfloor Network System for Earthquake and Tsunamis; 海底地震津波観測システム) が整備され、2011 年 8 月からは、全 20 点で地震発生帯地震活動に係る地震・水圧観測が開始した (Kawaguchi et al., 2015)。さらに、2013 年 1 月からは海底下掘削孔に設置された地震計、歪計、傾斜計からなる長期孔内観測システムも DONET に接続され、リアルタイムでの観測を開始している (Kopf et al., 2010; Kimura et al., 2013a; Kitada et al., 2013)。

これらの海底地震観測網のデータを利用すれば、上述の海底・OBS 間カップリングから派生する不確定要因を抑制し、海底下構造内応力状態の経時的変化に注目することができるはずである。南海トラフ巨大地震準備過程における経時的応力変化を捉えることができれば、巨大地震発生プロセスに係るメカニズム解明といった地震学における基本的な議論が可能となると期待される。

1.2 本研究の目的

応力の空間分布の推定には地震学的手法が、応力の時間変化の把握には常設された地震観測点のデータを用いることが有効であることは前節で述べた通りである。本研究では、地震波データを取得する常設の観測点として、南海トラフ地震発生帯直上に展開

されているリアルタイム地震観測システム DONET, および同システムに接続された孔内観測点を選択し, その地震計のデータを用いることとする。そして, 地震計で取得されたデータと応力の関係を明らかにするため, 本研究では主応力方位および差応力の大きさに敏感な S 波偏向異方性に注目する。海底下構造における S 波偏向異方性の空間分布を知ることにより, 主応力方位および差応力の大きさを推定することが可能である。ただし, 地震学的手法の適用にあたり, 検討すべき 2 点に注意が必要である。

まず 1 点目として, 地震波位相速度の周波数依存性が挙げられる。地震学的な探査手法には受動的地震探査と能動的地震探査という 2 種類があり, それぞれから得られる S 波偏向異方性は, どちらの方法を用いても矛盾しない結果であると考えられる。しかしながら, 一般的に両手法で用いる地震波周波数帯域は, 後者に比較し前者が低周波側に偏る傾向がある。探査で用いる周波数帯域は, そのまま空間分解能にも関係するため, 受動的探査では, 能動的探査に比較し空間分解能でやや劣ることも予想される。両手法の周波数帯域についても考慮しつつ, 矛盾なく S 波偏向異方性を推定できるか検討が必要である。次に S 波速度を推定するための基準となる P 波速度構造の問題がある。本研究で注目する S 波偏向異方性は, 地震波速度の伝播方向による位相速度差を利用する手法から導かれる。S 波偏向異方性の推定においても, 地震波を用いる構造探査同様に, 地震波速度は極めて基本的かつ重要なパラメータである。地震波の位相速度は, 減衰による分散などの影響を受けることが知られており, 周波数帯域の異なる地震波を用いる際には注意が必要である。

この 2 点に対し本研究では, 以下の二つを仮定した。先ず受動的探査および能動的探査それぞれで用いる地震波の周波数帯域は, 受動的探査の周波数帯域が低周波側に偏る傾向が見られるとはいえ, 極めて近接していることから, 減衰による位相速度変化は無視でき, S 波偏向異方性の推定に影響を及ぼさない, と仮定した上で受動的探査と能動的探査手法の結果を同時に扱う。次に S 波速度推定の基準となる P 波速度構造推定については, 既存研究 (例えば Kamei et al., 2012) においても考慮されていない減衰は無視しようと仮定する。本研究では, Kamei et al. (2012) において海底下構造推定に使用された地震波速度を基準として採用し, S 波偏向異方性を議論する。同時に, 仮定した地震波位相速度の妥当性は検証される必要がある。

本研究では, これまであまり比較されることのなかった受動的探査および能動的探査を同一の海底地震計でのデータを用いて実施する。先ず観測された常時微動記録を入力とする受動的探査を行い, Kamei et al. (2012) の速度構造モデルの適用性を検討する。同受動的探査に地震波干渉法 (Seismic Interferometry) (Wapenaar and Fokkema, 2006) を適用することで, 海底・海底下にある DONET 各観測点間の一方を震源, そしてもう一方を受振点とする地下構造のインパルス応答を求める。同時に, このインパルス応答記録を, Kamei et al. (2012) の速度構造モデルから推定される理論地震記象と比較し, 同速度モデル (地震波速度構造) の適用妥当性を検討するとともに, 既往研

究で実績のあるアルフォード回転 (Alford Rotation) 法を適用した S 波偏向異方性の解析を行う。次に能動的探査では、まず DONET 各観測点周辺での周回型 (Walk-around) 人工地震探査を実施し、方位依存性の発現の有無を確認する。確認された方位依存性を基に、S 波偏向異方性の深度依存性から主応力方位および差応力の空間分布に迫る新たな解析手法として異方性センブランス法を提案し適用する。主応力方位を推定した後は、アルフォード回転法にある直交方位への投影法を利用し、S 波偏向異方性の解析を行う。受動的探査および能動的探査手法ともに、数値計算および実データでの有効性も確認される。

南海トラフのプレート沈み込み帯において応力の空間分布及びその時間変化を把握することは、今後の地震発生帯研究に大きな進歩をもたらす。本研究の主たる目的は、上述の手法から海底下構造における S 波偏向異方性の空間分布を明らかにするだけでなく、その時間変化の推定法を確立することにある。

1.3 本論文の構成・内容

以下に本論文の各章の概説を行う。第 2 章では DONET 地震計で観測される受動的記録、常時微動記録を用いたデータ解析を行い、南海トラフ地震発生帯の P 波速度構造、S 波速度構造およびその異方性について堆積層内を対象とした解析を実施した例について述べる。本研究の一部は Kimura et al. (2013b), Kimura et al., (2015a), Kimura et al., (2016a), Kimura et al., (2016d) にまとめられている。

第 3 章では、Kimura et al. (2015b) にまとめられている通り、DONET で観測されたエアガン発振記録を用いた S 波異方性探査について、主としてそのデータ取得手法、観測レイアウト検討についてまとめる。

その後、第 4 章では、エアガン発振記録に対して、深度ごとの S 波偏向異方性を解析するために考案した新たな手法である異方性センブランス法について述べた後、その手法の妥当性評価のために実施した数値実験および実データへの適用検討の結果について述べる。本研究の一部は Kimura et al. (2016b) にてまとめられている。

第 5 章では、第 4 章で提案した手法について、第 3 章で詳細を説明した観測データに適用し、南海トラフ地震発生帯広域における S 波偏向異方性構造の解析を実施した結果について述べる。さらに、得られた S 波偏向異方性構造より、水平差応力の広域分布、およびその時間変化検出の可能性について議論を実施した内容について述べる。本研究の一部は、Kimura et al. (2016c) にてまとめられたものである。

参考文献

1. Ando, M., 1975, Source mechanisms and tectonic significance of historical earthquake along the Nankai Trough, Japan: *Tectonophysics*, 27, 119–140, doi:10.1016/0040–1951(75)90102-X.
2. Fujii, Y., K. Satake, S. Sakai, M. Shinohara and T. Kanazawa, 2011, Tsunami source of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku, Japan earthquake: *Earth Planets Space*, 63, 815–820.
3. Hirose, F., K. Miyaoka, N. Hayashimoto, T. Yamazaki, and M. Nakamura, 2011, Outline of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake (Mw 9.0): Seismicity: foreshocks, mainshock, aftershocks, and induced activity: *Earth Planets Space*, 63, 513–518.
4. Kamei, R., Pratt, G., and Tsuji, T., 2012, Waveform Tomography Imaging of a Megasplay Fault System in the Seismogenic Nankai Subduction Zone, *Earth Planet. Sci. Lett.* 317–318, 343–353, doi: 10.1016/j.epsl.2011.10.042
5. Kawaguchi, K., Kaneko, S., Nishida, T., and Komine, T., 2015, Construction of the DONET real-time seafloor observatory for earthquakes and tsunami monitoring, *Seafloor Observatories*, P. Favali et al., Springer Praxis Books, doi 10.1007/978-3-642-11374-1_10, pp. 211–228.
6. Kimura, T., Araki, E., Takayama, T., Kitada, K., Kinoshita, M., Namba, Y., and Kyo, M., 2013a, Development and Performance Tests of a Sensor Suite for a Long-Term Borehole Monitoring System in Seafloor Settings in the Nankai Trough, Japan: *IEEE Journal of Oceanic Engineering*, 38, 383–395, doi: 10.1109/JOE.2012.2225293.
7. Kimura, T., Araki, E., Kitada, K., and Mikada, H., 2013b, Application of seismic interferometry to ambient noise records acquired by seafloor and subseafloor seismometers deployed in the Nankai Trough, *Proceedings of the 11th SEGJ International Symposium*, 426–429, doi: 10.1190/segj112013-108.
8. Kimura, T., Araki, E., Mikada, H., Kodaira, S., Miura, S., Takahashi, N., Takaesu, M., Nakano, M., and Machida, Y., 2015a, Estimation of S-wave anisotropy in the Nankai Trough using active and passive seismic dataset observed by DONET, *Proceedings of the 19th International Symposium on Recent Advances in Exploration Geophysics (RAEG 2015)*, doi: 10.3997/2352-8265.20140192.
9. Kimura, T., Araki, E., Kodaira, S., Miura, S., Mikada, H., Takahashi, N., Takaesu, M., and Nakano, M., 2015b, Experimental Airgun Survey Using DONET Seafloor Observatories to Estimate Seismic Anisotropy in the Nankai Trough, Japan, 77th

- EAGE Conference and Exhibition 2015 Extended abstract, doi: 10.3997/2214-4609.201413354.
10. Kimura, T., Mikada, H., Araki, E., and Machida, Y., 2016a, Seismic Velocity Monitoring Using Ambient Noise Observed by DONET Seismometers in the Nankai Trough, Japan, Proceedings of the 20th International Symposium on Recent Advances in Exploration Geophysics (RAEG 2016), doi: 10.3997/2352-8265.20140212
 11. Kimura, T., Mikada, H., Araki, E., Kodaira, S., and Miura, S., 2016b, A New Approach to Estimate Depth-dependent S-wave Anisotropy Using Anisotropy Semblance Method, 78th EAGE Conference and Exhibition 2016 Extended abstract, doi: 10.3997/2214-4609.201601404.
 12. Kimura, T., Mikada, H., Araki, E., Kodaira, S., and Miura, S., 2016c, Wide area distribution of S-wave anisotropy estimated by airgun surveys around seafloor cabled seismometers in the Nankai Trough, Japan, SEG 87th annual meeting, Extended abstract, 337-341, doi: 10.1190/segam2016-13972498.1.
 13. Kimura, T., Mikada, H., and Araki E., 2016d, Three Dimensional Stress Field Estimation Using S-Wave Anisotropy Obtained from Ambient Noise Records of Vertical Seismic Array System, Proceedings of the 10th International Petroleum Technology Conference, doi: 10.2523/IPTC-18759-MS.
 14. Kitada, K., Araki, E., Kimura, T., Kinoshita, M., Kopf, A., Saffer, D., 2013, Long-term monitoring at C0002 seafloor borehole in Nankai Trough seismogenic zone, Proceedings of Unterwater Technology Symposium 2013, doi: 10.1109/UT.2013.6519882.
 15. Kodaira, S., Hori, T., Ito, A., Miura, S., Fujie, G., Park, J., .Baba, T., Sakaguchi, H., and Kaneda, Y. (2006). "A cause of rupture segmentation and synchronization in the Nankai trough revealed by seismic imaging and numerical simulation". *Journal of Geophysical Research*, 111(B10). doi:10.1029/2006jb004758.
 16. Kopf, A., Araki, E., and Toczko, S., 2010, NanTroSEIZE Stage 2: riserless observatory, IODP Sci. Prosp., 332. doi:10.2204/iodp.sp.332.2010.
 17. Lin, W., Conin, M., Moore, J. C., Chester, F. M., Nakamura, Y., Mori, J. J., Anderson, J., Brodsky E. E., Eguchi, N., and Expedition 343 Scientist, 2013, Stress State in the Largest Displacement Area of the 2011 Tohoku-Oki Earthquake. *Science*, 339 (6120), 687-690. doi:10.1126/science.1229379.
 18. Sacks, S., Suyehiro, S., Evertson, D., W., and Yamaguchi, Y., 1971, Sacks–Evertson strainmeter; its installation in Japan and some preliminary results

- concerning strain steps, *Pap. Meteorol. Geophys.*, vol. 22, pp. 195-208.
19. Seno, T., Stein, S. and Gripp, E., A. [1993] A model for the motion of the Philippine Sea plate consistent with NUVEL-1 and geological data. *Journal of Geophysical Research*, 89, 17941-17948.
 20. Tsuji, T., J. Dvorkin, G. Mavko, N. Nakata, T. Matsuoka, A. Nakanishi, S. Kodaira and Nishizawa, O., 2011a, Vp/Vs ratio and shear-wave splitting in the Nankai Trough seismogenic zone: Insights into effective stress, pore pressure and sediment consolidation, *Geophysics* 76, no. 3, WA71-WA82.
 21. Tsuji, T., Hino, R., Sanda, Y., Yamamoto, K., Park, J. O., No, T., Araki, E., Bangs, N., Huence, R., Moore, G., Kinoshita, M., 2011b, In situ stress state from walkaround VSP anisotropy in the Kumano basin southeast of the Kii Peninsula, Japan. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 12, no. 9, doi: 10.1029/2011GC003583.
 22. Wapenaar, K., and Fokkema, J., 2006, Green's function representations for seismic interferometry, *Geophysics*, 71, SI33-46.

第 2 章 受動的記録を利用した南海トラフ地震発生帯における地震学的構造探査

2.1 緒言

南海トラフでは、近年、海底に敷設されたネットワークケーブルを利用し、プレート境界型巨大地震発生域直上での地震活動を監視する海底地震・津波計ネットワーク (DONET) (図 2-1) が敷設され、広域での連続地震観測が実施されている (Kawaguchi et al., 2015)。この DONET の地震計で観測された受動的記録を用いて地震探査を実施できるとすると、機動観測機器の投揚収やエアガン等の人工振源なしに、地震発生帯直上での応力場の時間変化の議論が可能となる。地震計の受動的記録を利用する地震波干渉法 (Seismic Interferometry) は多くの既往研究がある。地震波干渉法は、2 点の観測点で観測された常時微動などの受動的記録に相互相関処理を施すことで、2 点の内、一方を振源、もう一方を受振点とする疑似反射波記録を得る手法である (Wapenaar and Fokkema, 2006)。例えば、Shapiro et al. (2005) では、陸上の地震計アレイ観測網で観測された常時微動の記録から、地中の S 波速度を得ることに成功した。また、Roux et al. (2005), および Ruigrok et al. (2011) などでは陸上の地震計アレイで観測された常時微動を利用し、P 波速度構造を推定した。陸上と比較して観測の困難な海底での常時微動を利用した Tonegawa et al. (2013) は、東北沖の海底に設置した広帯域海底地震計の水平動成分に地震波干渉法を適用し、2011 年 3 月 11 日 M9.0 東北地方太平洋沖地震前後における S 波速度、およびその速度異方性の時間変化を検出した。

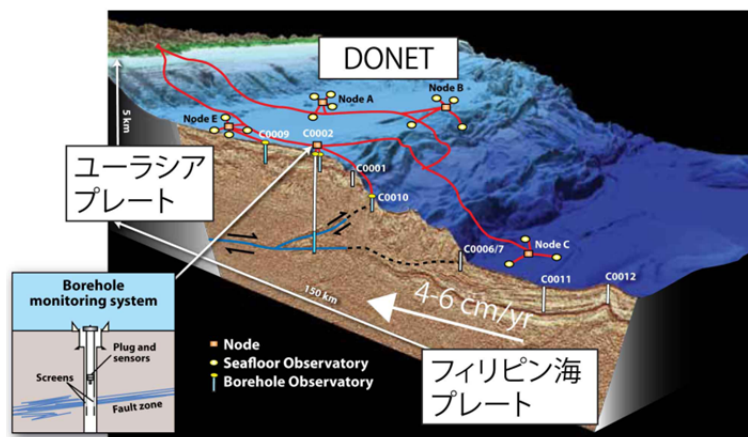


図 2-1 南海トラフおよび展開されている海底地震計 (DONET)、孔内地震計 (C0002G) の模式図 (IODP Science Plan, 2011 の図を改変)。

これまでの地震波干渉法を適用した研究では、地震波速度推定やその変化に注目した成果が挙げられているが、常設の観測点からのデータを用いることで、これまで必ずしも十分ではなかった速度推定の安定性の議論や推定精度についての議論が可能となる。本章では、この地震波干渉法を DONET 海底地震計で観測された常時微動記録に適用し、南海トラフ域の地震探査を行う。DONET 地震計は海底下に埋設され、通常の海底設置型 OBS と比較し振幅にして最大 1/18 程度の微小な信号を観測可能である (Kaneko et al., 2009)。このネットワーク地震計で観測された常時微動記録に地震波干渉法を適用することで、通常の OBS を用いる場合と比較し、高 S/N 比の疑似反射波記録が得られることが期待される。さらに、水平成分による連続観測データの地震波干渉法処理から、S 波速度・偏向異方性の時間変化に関する議論が可能となる。

本章では、まず DONET ネットワーク地震計の鉛直成分を利用した地震波干渉法の処理を適用した例について述べる。ここでは、疑似反射波記録を既往研究で示された P 波速度構造モデルを用いて評価し、P 波速度構造に対応した疑似反射波記録が得られることを確認する。また、水平動成分により観測された常時微動データを用いた S 波偏向異方性の解析手法について、地震波干渉法の処理と、クロスダイポール振源-受振データを利用した回転処理である Alford rotation (Alford, 1986) を組み合わせた新たな S 波偏向異方性解析手法について提案し、海底地震計および鉛直地震計アレイのデータに適用し、得られた結果について評価・検討を行う。

2.2 データ処理に用いる観測データ

本研究ではプレート境界型地震発生域における海底下の地震波速度構造を明らかにすることを目的として、DONET 海底観測点、孔内観測点に設置された地震計で観測された常時微動記録に対して地震波干渉法処理を適用した。地震波干渉法 (Seismic Interferometry) は 2 点の観測点で観測された波形記録に対して相互相関処理を施すことで、2 点の内、一方を振源、もう一方を受振点とする疑似反射波記録を得る手法である (Wapenaar and Fokkema, 2006)。地震波干渉法は、自然の常時微動記録を用いることで通常の反射法地震探査で利用されている人工震源を用いた反射波記録に準じた疑似反射波記録が得られることから、定常観測点の連続観測記録を用いた構造探査が可能とすることが期待されている。

ここで、DONET の各観測点には、広帯域地震計と呼ばれる長周期から短周期まで、およそ 0.00278 Hz (360 秒周期) ~ 100Hz までの広帯域の地震動を観測可能な地震計が設置されている。また、DONET と同一海域に設置されている孔内観測点 C0002G では、海底下 900m に孔内観測点が、海底面には海底地震計が設置されている。孔内、

海底設置の地震計はいずれも三成分の短周期地震計（ジオフォン）であり、固有周期が 4.5 Hz の動コイル型の地震計であるが、およそ 0.1Hz～50Hz までの帯域の地震動に対して観測が可能である。さらに、DONET、および孔内観測点の地震計は、いずれも GPS システムによる時刻同期を実施しながら連続データの観測を継続しており、2 点以上の観測点で観測されたデータについても相互相関処理の議論を可能とするものである。

本章では、これらの地震計で観測されたりアルタイム観測データを用いて、1) 孔内・海底地震計鉛直成分の常時微動記録による地震波干渉法解析、2) 海底地震計水平動成分の常時微動記録による地震波干渉法および S 波偏向異方性解析、3) 海底下鉛直地震計アレイの常時微動記録による地震波干渉法および S 波偏向異方性解析を実施し、得られた疑似反射波記録と海底下の地震波速度構造の対応について確認する。また、一部のデータについては、連続的なデータ処理による結果の時間変化について議論する。

2.3 地震波干渉法処理

地震波干渉法は、前述の通り、2 点の観測点で同時に観測された常時微動記録に対して相互相関処理を計算することで、片側を震源とし、もう一方を受振点とする記録と同等の記録を得るためのデータ処理手法である。地震波干渉法の理論は、Claerbout (1968) により一次元構造における理論として提唱され、その後、Wapenaar and Fokkema (2006) により、三次元の弾性媒質を対象とした式に拡張された。地震波干渉法の定式化については、これら既往研究の中で述べられていることから、本研究では、図 2-2 に地震波干渉法の模式図を示すにとどめる。

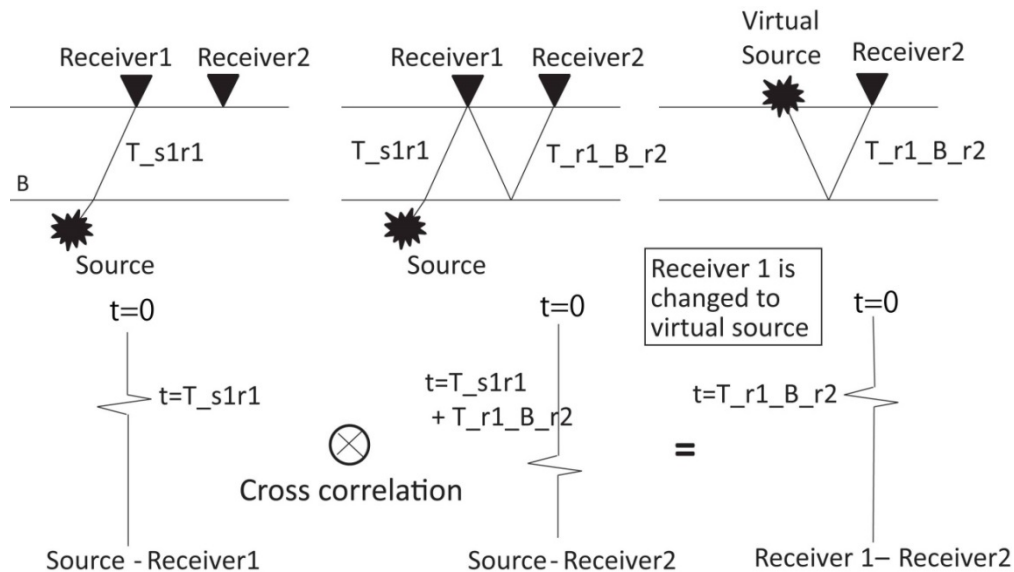


図 2-2 地震波干渉法の模式図(Shuster (2009) の図を改変)

図 2-2 では、地中のパルス震源を想定した模式図になっているが、観測期間が十分長時間、かつ震源が観測対象を取り囲むように存在するランダム震源についても本理論は成り立つことが数値計算の結果からも示されている（例えば Draganov et al., 2004）。本研究では、このランダム震源により励起されたと想定される常時微動記録の長時間データの解析により得られた疑似反射波記録を用いて、海底下の速度構造に係る情報を得ることを目的とする。

2.4 孔内・海底地震計鉛直成分の常時微動記録を用いた地震波干渉法解析

本項では、南海トラフのプレート境界域直上の海底、および海底下掘削孔に設置された地震計の鉛直成分で観測された常時微動記録へ地震波干渉法を適用した結果について述べる。得られた疑似反射波記録について、既往研究の P 波速度構造モデルを用いて計算した数値波形記録と比較し、仮定した P 波速度構造モデルと疑似反射波記録の対応性について検討する。また、時間ごとの疑似反射波記録を用いて P 波速度の時間変化検出可能性について議論する。

2.4.1 データ解析

解析に用いた海底観測点及び孔内観測点の位置図を図 2-3 に示す。海底観測点としては、DONET KMD13 観測点、また、孔内観測点としては、C0002G 観測点をそれぞれ利用した。これら 2 点の観測点は近年 Park et al. (2010) 等でその存在が指摘されているプレート境界域付近の低速度帯 (Low Velocity Zone; LVZ) を挟むように位置している。本研究では KMD13 の広帯域地震計および孔内観測点 C0002G のジオフォンの鉛直成分に対してデータ処理を実施した。図 2-4 に観測されたそれぞれの時系列データおよびパワースペクトル密度 (Power Spectral Density; PSD) を示す。

ここで、DONET で設置されている広帯域地震計は英国 Guralp systems 社製の三成分地震計 CMG3T であり、周波数特性は 0.0027 (360 s) ~ 100 Hz となっている。一方で孔内地震計は Geospace Technology 社製のジオフォン GS-11D を三成分利用しており、周波数特性は固有周期 4.5Hz である。地震波干渉法の処理を適用する前に、これらの周波数特性の影響を取り除くため周波数特性の逆特性を持つフィルタをそれぞれ 1 時間ごとの記録に適用し、常時微動記録の振幅・位相特性を揃えたデータを作成した。

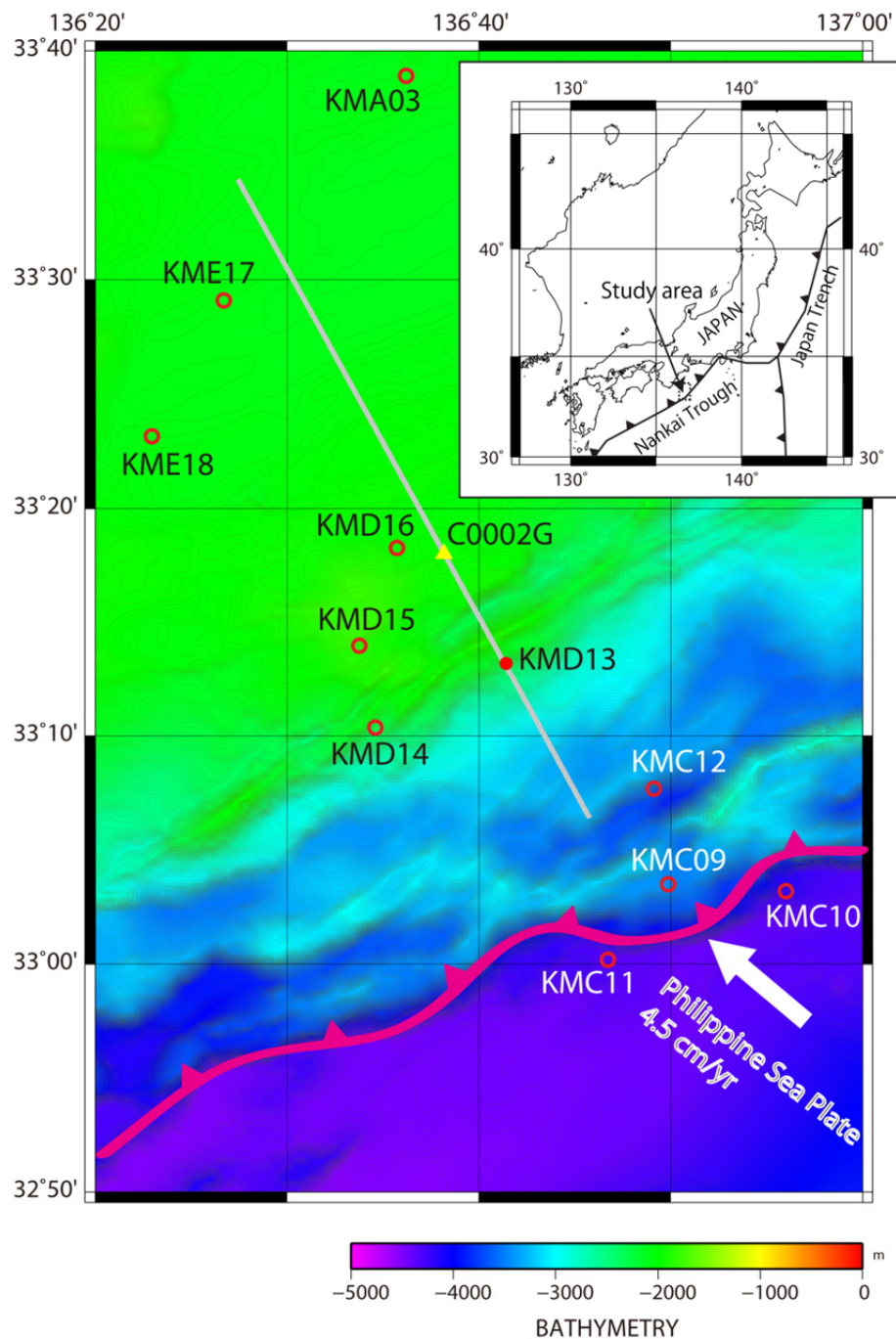


図 2-3 観測点位置図。解析に用いた DONET KMD13 観測点を赤丸，孔内観測点 C0002G を黄色三角で示す。2 点間の水平距離は約 10 km である。また，図中の灰色で示したラインは，Tsuji et al. (2011) および Kamei et al. (2012) で利用された海底地震計 (OBS) を用いたエアガン探査測線 (NT405) を示す。

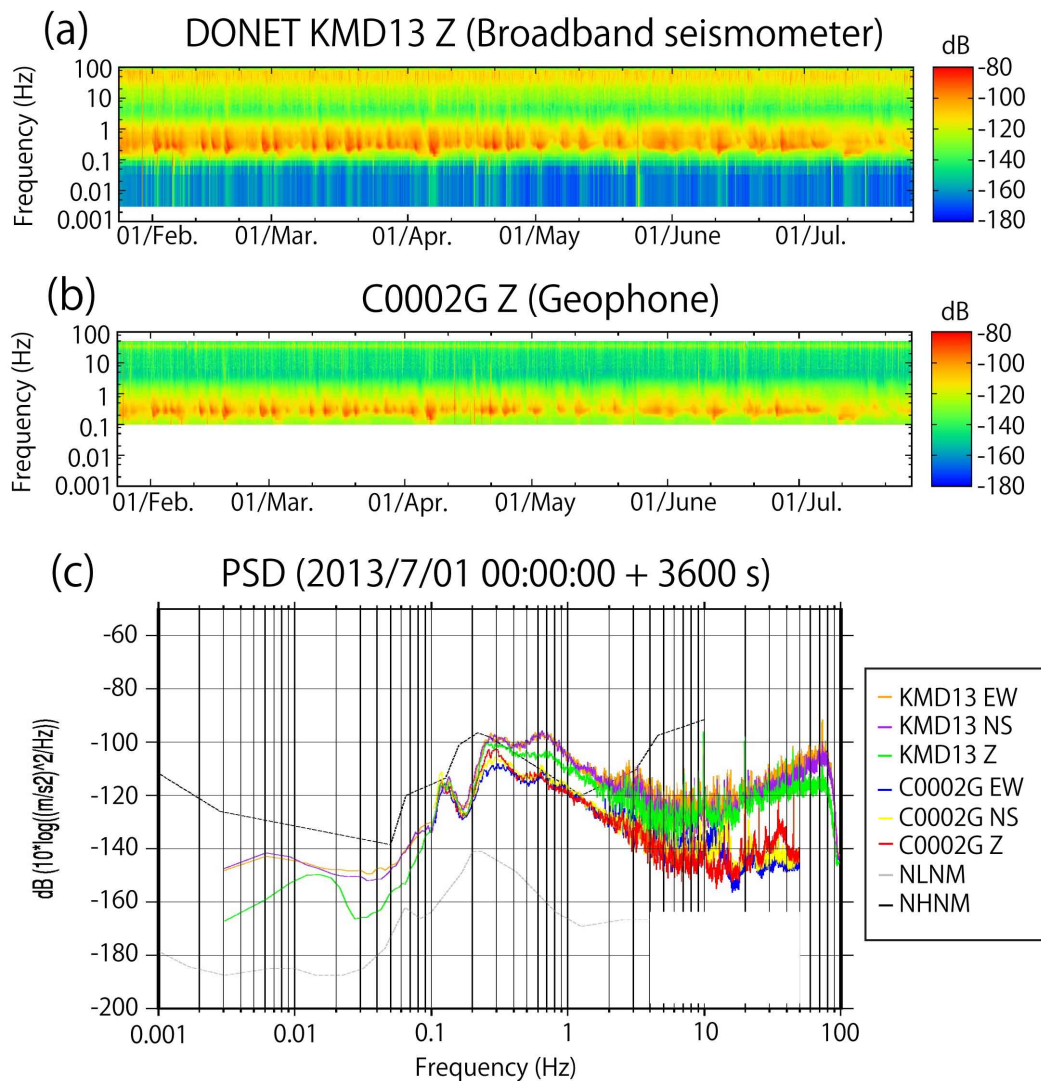


図 2-4 DONET KMD13 と孔内観測点 C0002G の地震計で観測された常時微動の連続スペクトルおよびスナップショットを示す。(a) DONET KMD13 地震計で観測された連続ノイズスペクトル。(b) 孔内観測点 C0002G 地震計で観測された連続ノイズスペクトル。(c) ノイズスペクトルのスナップショット (1 時間のデータより計算)。

観測されたデータには、0.3Hz 付近をピークとする信号が卓越している。これは、常時海面で励起されている海洋波浪により発生する脈動と呼ばれる現象によるものである。脈動は海面で対向する波のぶつかり合いを主エネルギーとして発生し、その卓越周波数は海洋波浪のおよそ 2 倍である 0.1~0.3 Hz 程度である (Longuet-Higgins, 1950)。また、脈動は表面波 (Rayleigh wave) 的な挙動を示す境界波 (Stoneley wave) として海底面を伝播することが知られている (Kedar et al., 2008)。近年の研究では、常時微動の内、1 Hz を超えるような高周波数帯には P 波、S 波等の実体波成分が主要なエネ

ルギーとして含まれていることも指摘されており（例えば Zhang et al., 2009; Ruigrok et al., 2011), Roux et al. (2005) では, 近接する場所に設置された地上の地震計で観測された常時微動記録の相互相関処理より P 波成分の波動場が再現されることが報告されている。これら既往研究の結果を踏まえ, 本研究では脈動成分を抑え, 実体波成分を選択的に利用することを目的として 2-8 Hz に平坦な特性を持つ 1-10 Hz の帯域通過フィルタを適用した後のデータを解析に用いた。図 2-5 に処理の結果得られた疑似反射波記録（鉛直成分）を示す。縦軸は相互相関処理におけるラグ時間であり, 反射波記録の往復走時に対応するものである。また, 横軸は解析を開始したタイミングからの経過時間である。最終的には 1 時間の記録から 30 秒の疑似反射波記録を作成し, 24 時間（1 日）ごとに重合処理（スタック）を実施した。また, 自然地震等の到来方向が偏った強い振幅を持つイベントの影響を最小化するため, 相互相関処理を実施する際には時間ウィンドウごとに振幅を正規化する処理を実施している（Bensen et al. 2007）。本研究では, サーバーに保存され続けているデータに対して上記フィルタ処理・相互相関処理・スタック処理・図化処理等を含む自動処理プログラムを適用し, 準リアルタイムのデータ処理を実施した。

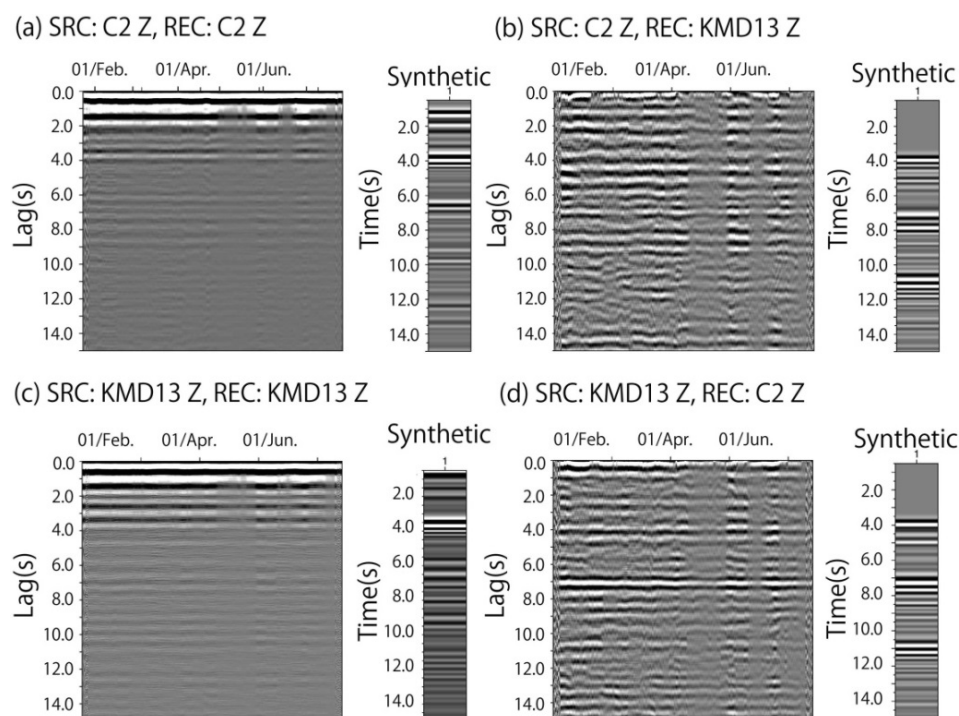
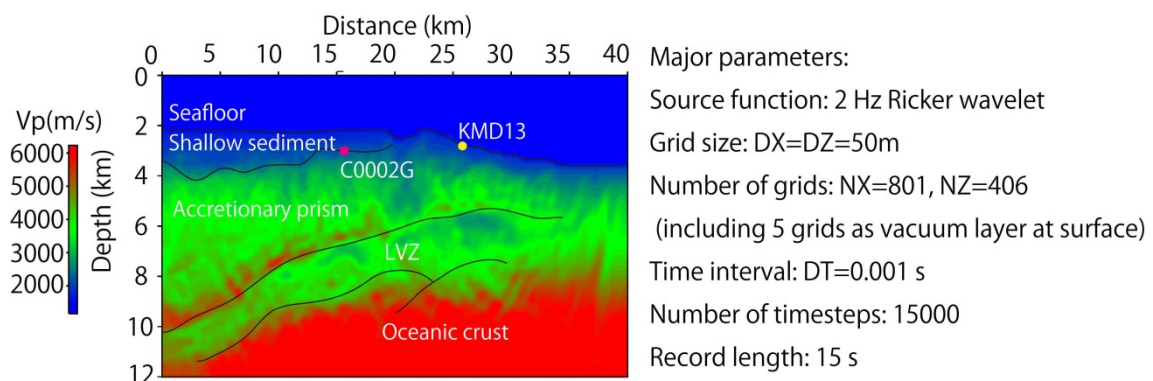


図 2-5 得られた一日ごとの疑似反射波記録と数値実験の結果比較。(a) 孔内観測点起振-孔内観測点受振 (b) 孔内観測点起振-海底観測点受振 (c) 海底観測点起振-海底観測点受振 (d) 海底観測点起振-孔内観測点受振

2.4.2 結果およびまとめ

解析の結果得られた疑似反射波記録には、反射波らしき波群が時間によらず確認できる。これらがP波速度構造に対応した反射イベントか確認するため、Kamei et al. (2012)で示された南海トラフ P 波速度構造モデルを利用して Rotated Staggered grid (Saenger et al., 2000) を用いた二次元有限差分法による数値実験を実施した。数値実験に用いたモデルおよび計算パラメータを図 2-6 (a) に示す。本数値計算では S 波速度をゼロとした音響モデルとして数値計算を実施し、P 波反射波記録を計算した。

(a) Velocity model and parameter used for 2-D simulation



(b) Snap shots (SRC: KMD13, REC: C0002G) at different times, $t=1700$ and 4000 ms.

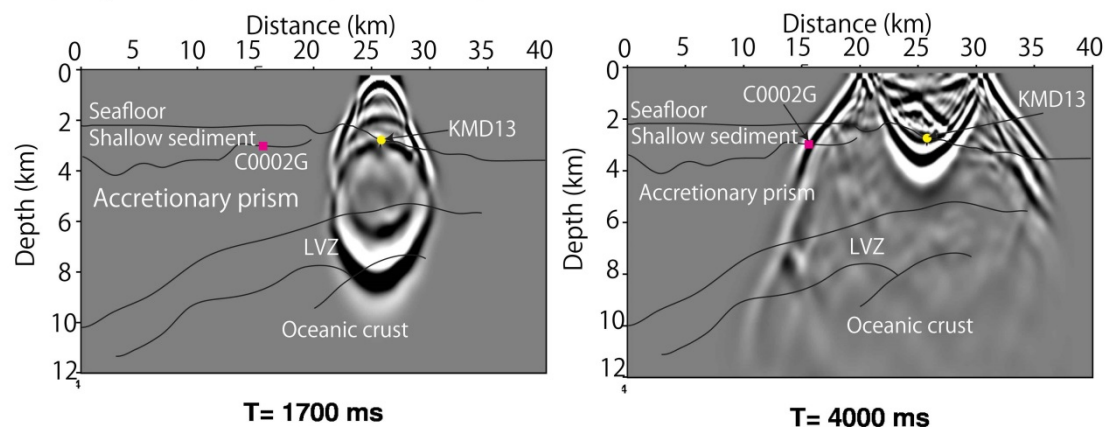


図 2-6 (a) 実験に用いた速度構造モデル。LVZ (Low Velocity Zone), 堆積層, 海洋地殻等の構造線は Kamei et al. (2012) により示されたものを投影。(b) 計算の結果得られた波動場のスナップショット。左が 1.7 秒, 右が 4.0 秒経過後の波動場。

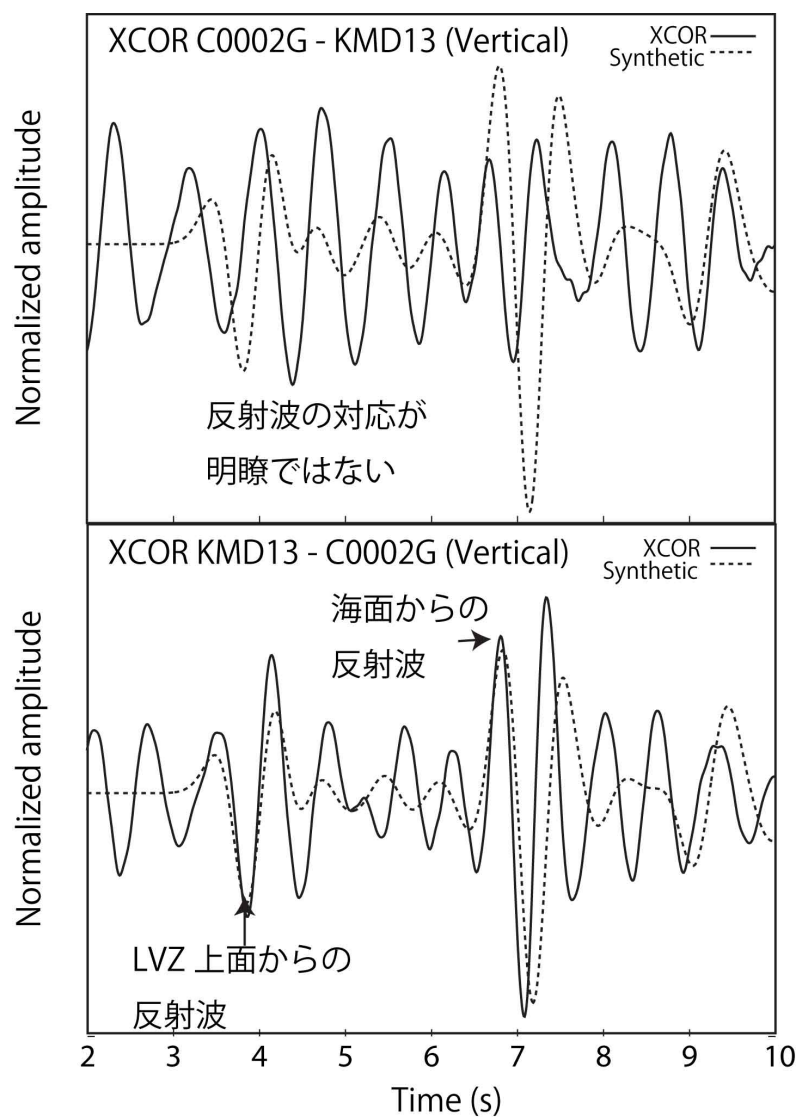


図 2-7 相互相関処理の結果得られた疑似反射波記録（実線）と、数値計算の結果得られたシミュレーション波形（点線）を比較したプロット。上図は孔内観測点発振-海底観測点受振，下図が、海底観測点発振-孔内観測点受振のプロットを示す。

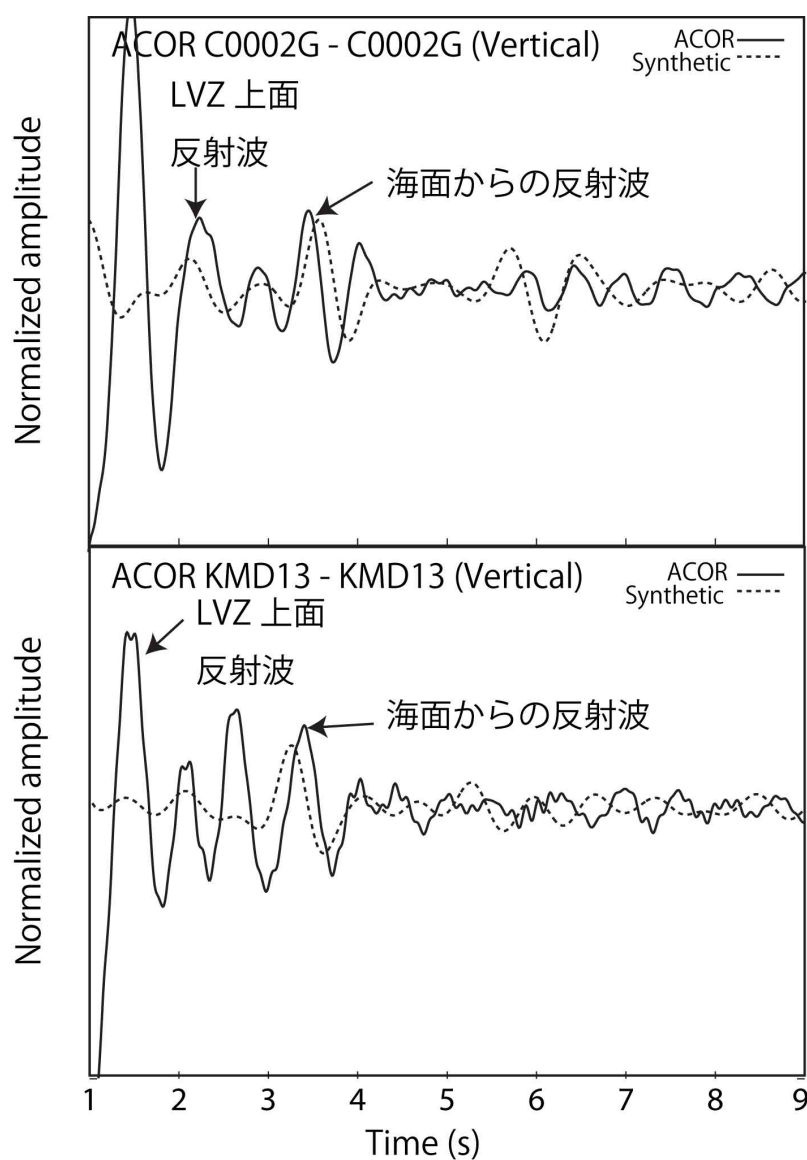


図 2-8 自己相関処理の結果得られた疑似反射波記録（実線）と，数値計算の結果得られたシミュレーション波形（点線）を比較したプロット。上図は孔内観測点発振-受振，下図が，海底観測点発振-受振のプロットを示す。

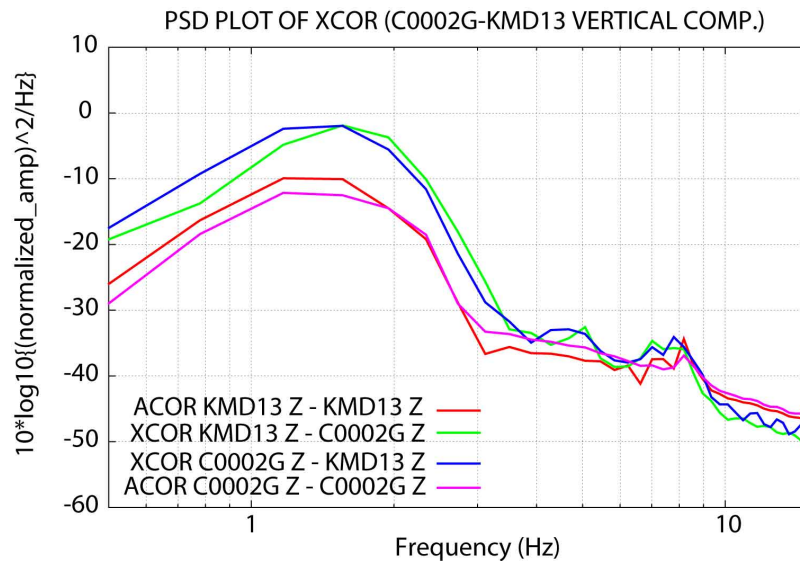


図 2-9 C0002G 孔内地震計および DONET KMD13 海底地震計の鉛直成分常時微動記録から得られた疑似反射波記録のパワースペクトル密度。図 2-4 で示された観測記録と比較して、フィルタの特性 (2-8Hz 平坦特性) に応じた周波数成分が確認できる。

図 2-7 および図 2-8 には、全観測期間の疑似反射波記録をスタックし、シミュレーションの波形と比較した図を示す。両者を比較したところ、反射波の走時がよく一致している部分があることが確認できた。特に、海底発振-孔内受振の疑似反射波記録については、主要な反射イベントの走時がよく一致していることを確認した。また、図 2-9 には得られた疑似反射波記録のパワースペクトル密度を示す。以下に得られた結果について簡単にまとめる。

(a) 孔内観測点起振-孔内観測点受振

海面からの反射波 (3.4~3.6 秒付近) および LVZ 上面からの反射波 (2.1~2.3 秒付近) の反射波が数値実験の結果得られた波形および疑似反射波記録上で確認できる (図 2-8)。それぞれのイベントは疑似反射波記録と数値波形で最大 0.3 秒程度のずれがある。また、疑似反射波記録の振幅は、およそ 2 秒以前では数値波形と大きく異なる。

(b) 孔内観測点起振-海底観測点受振

4 秒付近に実データおよび数値計算の結果にイベントが確認できる。これは直達波、および LVZ からの反射波がほとんど同じ走時で到達している波群であると推測される。また、同じく両方の結果に見えている 7 秒付近のイベントは、海面からの反射波であると思われるが、いずれも走時については、実データと数値計算の結果にずれ (最大 0.3 秒程度) が確認され (図 2-7)、イベントを同定することは困難である。

(c) 海底観測点起振-海底観測点受振

LVZ 上面からの反射波は 1.6～1.7 秒付近に確認できる。また、3.5 秒付近の強いイベントは海面からの反射波と推定される (図 2-8)。海面からの反射波は数値波形では 3.2 秒付近に到達しており、0.3 秒程度のずれがある。また、海洋地殻上面からの反射波は 3.7 秒付近に到達するはずであるが、海面からの反射波とほぼ同位相のため確認できない。

(d) 海底観測点起振-孔内観測点受振

実データの結果と数値実験の結果について、よく一致しているイベントが確認できる。4 秒付近のイベントは LVZ 上面からの反射波 (図 2-6(b)) であり、7 秒付近のイベントは海面からの反射波であるが、10ms 程度のずれがあるものの、これらのイベントは実データ-数値実験の結果でよく一致している。一方で、海洋地殻からの反射波は 7 秒～7.5 秒付近に到達すると推測されるが、他の波群に隠れてしまい明瞭ではない。(b) 孔内観測点起振-海底観測点受振と比較して本成分の S/N が良いように見えることは、相互相関関数の計算に用いる常時微動成分の実体波成分が、南側から北側に伝播するエネルギーが相対的に強いことを示唆する結果であると考えられる。

ここで、常時微動記録は観測のタイミングによらず振幅が安定していることから、連続的な常時微動記録の相互相関処理の解析結果は海底下の P 波速度構造の時間変化に対応している可能性がある。そこで、本研究では連続的に得られた常時微動記録の相互相関処理結果を用いた速度時間変化の議論のために、下記の式で表される **Stretching interpolation technique** (例えば Sens-Schönfelder and Wegler, 2006; Hadziioannou et al., 2009; Minato et al., 2012) を孔内観測点 C0002G 地震計の鉛直成分で観測された常時微動記録より計算された自己相関関数に適用し、速度変化の検出が可能か検討する。

$$f_{\varepsilon}(t) = f(t(1+\varepsilon)),$$

$$C(\varepsilon) = \frac{\int f_{\varepsilon}(t)f^{ref}(t)dt}{\left(\int (f_{\varepsilon}(t))^2 dt \int (f^{ref}(t))^2 dt\right)^{\frac{1}{2}}} \quad (2-1),$$

ここで、 ε はストレッチングパラメータであり、 $f(t)$ は時間ごとの各トレースを示す。 $f^{ref}(t)$ はリファレンストレースを示し、本研究ではすべてのトレースの平均トレースを利用している。 $C(\varepsilon)$ はリファレンストレースとストレッチ後のトレースの相関係数である。ストレッチングパラメータはそのトレース下部の一次元構造の速度変化- dV/V に対応している (Hadziioannou et al., 2009)。図 2-10 (a) には本手法適用の結果得られたストレッチングパラメータの変化を示す。ま

た、図 2-10 (b), (c) には、図 2-6 (a) で示されたモデル全体に対して P 波速度の変化を与え、各速度変化に対して C0002G でのゼロオフセット波形を計算した後、それに対して本手法を適用した例を示す。速度変化に対応したストレッチングパラメータが得られていることが確認できる。解析の結果は、C0002G 観測点において 6 ヶ月間の間に最大 $\pm 1\%$ の速度変化を示唆するものとなった。この変化量は、例えば Minato et al. (2012) で示されている地震発生前後の変化量（最大 $\pm 2\%$ ）と比較しても相対的に大きな値を示しており、これが実際の速度変化であるのか、あるいは常時微動記録の相関処理の安定性の問題であるのか切り分けが必要であるが、本解析の結果は、地震計鉛直成分の常時微動記録への地震波干渉法適用による地震発生帯直上での P 波速度変化検出の可能性を示している。

本研究で得られた結果より、海底・及び海底下に設置された地震計の鉛直成分で観測された常時微動記録に対して地震波干渉法を適用することで海底下の P 波速度構造に対応した疑似反射波記録が得られることが確認できた。本研究では簡単な二次元シミュレーションを実施し、得られた疑似反射波記録の反射波の走時が実際の構造に対応するのか大まかに検討し、堆積層内、LVZ の構造に対応した疑似反射波記録が得られていることを確認した。ここで、LVZ は間隙率が比較的高く、流体が広く分布している領域と推測されており、地震発生プロセスにおいて重要な役割を担う可能性が指摘されている。本手法により LVZ を含むプレート境界域の P 波速度の時間変化が検出できれば、地震発生メカニズムの解明に向けて非常に意義深い知見を得ることができる。次項ではさらに複数の観測点に対して本手法を適用し、特に水平動成分で観測された常時微動記録を用いた S 波速度、およびその偏向異方性の解析について議論する。

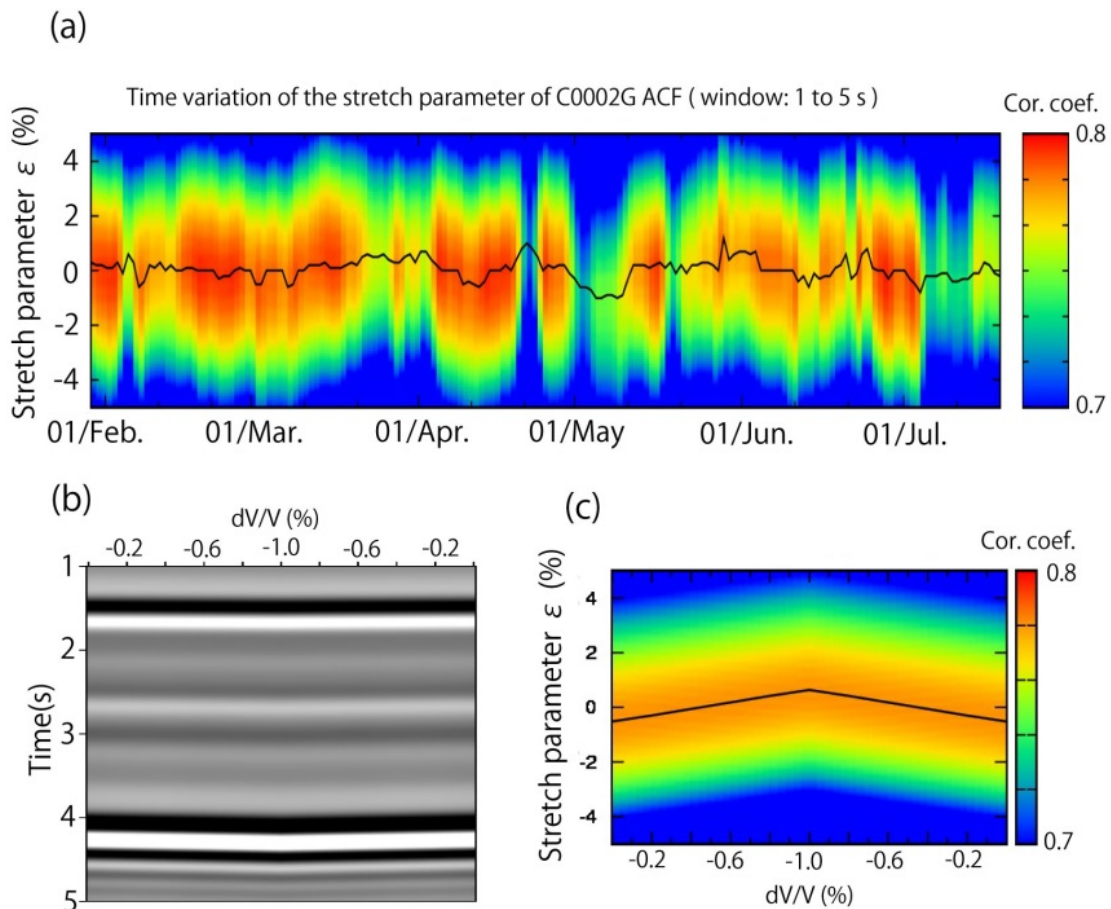


図 2-10 (a) C0002G 孔内観測点地震計鉛直成分で観測された常時微動記録から得られた自己相関関数に対してストレッチングパラメータを計算した結果。1・5 秒の時間の自己相関関数に対して処理を適用した。実線は相関係数の最大値をトレースしたものであり、時間ごとの速度変化を示すものである。(b) 図 2-6(a) で示されたモデルに対して、速度構造の変化を与え、各速度変化に対して C0002G でのゼロオフセット波形を計算した結果。(c) (b) で示された波形に対してストレッチングパラメータを計算した結果

2.5 海底地震計水平動成分の常時微動記録を用いた地震波干渉法および S 波偏向異方性解析

前項で示された結果より、海底地震計で観測された常時微動記録に対して地震波干渉法処理を適用することで、海底下の P 波速度構造に対応する疑似反射波記録が得られる可能性が高いことを確認した。本項では、海底地震計水平動の常時微動記録に地震波

干渉法の処理を適用し、海底下の応力分布と相関の高い S 波速度およびその偏向異方性構造について議論する。

観測データには、前項の P 波成分を利用した解析と同様に短期間、長期間のスペクトル共におよそ 0.1~0.3 Hz 付近に脈動振幅のピークが認められ、長期間安定して存在することが確認できた。一方で、本研究では実体波である S 波に関する解析を実施するため、これらの脈動はあくまでもノイズとなる。そこで、本研究では S 波解析においても、P 波の解析と同様に 2-8 Hz に平坦な特性を持つ 1-10 Hz の帯域通過フィルタを常時微動記録に適用し、実体波成分が比較的多く含まれる帯域の記録に対して地震波干渉法の処理を適用することで観測点直下の S 波構造に対応する疑似反射波記録を再現することを試みた。

2.5.1 S 波偏向異方性

本項では、データ解析に先立ち、S 波偏向異方性について概説する。地中を伝わる弾性波のうち、P 波は伝播方向に並行する方向に振動するが、S 波は伝播方向に直交する方向に振動する。ここで、S 波が鉛直方向にクラックが配列することより生成される HTI (Transversally Isotropic with the Horizontal axis of symmetry) 偏向異方性構造を持つ媒質に鉛直方向に入射される際に、S 波はその異方性の方向に対応する 2 つの波に分離する性質を持つ。これは S 波スプリッティングと呼ばれる現象である (Crampin, 1981)。S 波スプリッティングを引き起こす S 波偏向異方性はクラックの選択的配列によるものであり、この S 波偏向異方性の情報から、水平応力の様子を推定することができる。図 2-11 に地中に作用する水平主応力とクラックの方向、および S 波スプリッティングの関係を示す模式図を示す。S 波は異方性の角度に応じて、それぞれ直交する速い S 波と遅い S 波の 2 つの波に分離して異方性媒質内を伝播する。ここで、クラックの卓越方向に並行する方向に振動する波は S 波速度が速い方向、それに直交する方向が S 波速度が遅い方向であり、水平主応力が作用する方向に直行する方向に卓越するクラックは閉じる傾向、それに並行する方向はクラックが開く方向であることから、S 波速度が速くなる方向がすなわち水平応力が最大となる方向（水平主応力方向）とみなすことができる。本研究では、以降、HTI 異方性構造に対してこの基本的な関係を用いて S 波偏向異方性から地中の応力分布に関する議論を進める。

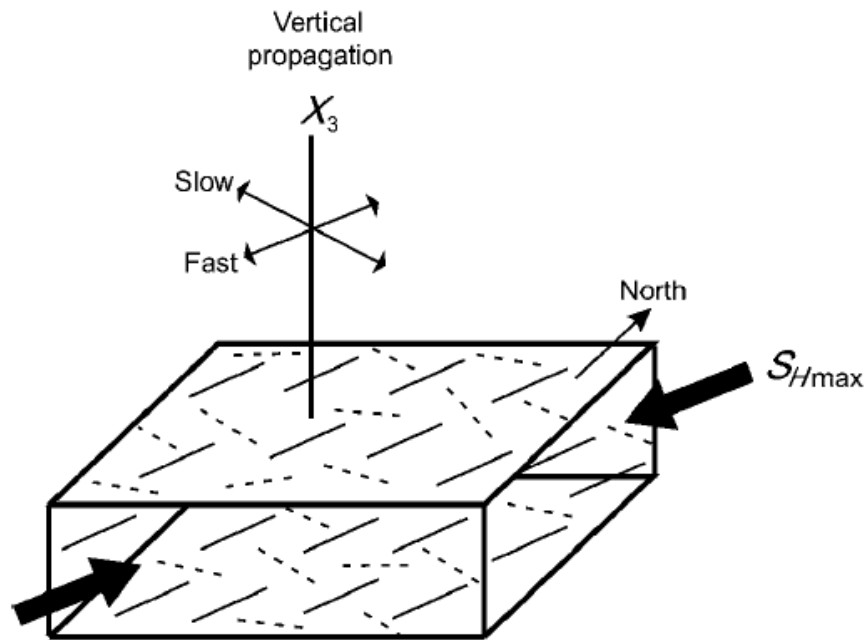


図 2-11 S 波偏向異方性の概念図 (Boness and Zoback, 2006)。水平主応力 S_{Hmax} の方向と、クラックの偏向配列および S 波速度の速い方向 (Fast)、遅い方向 (Slow) の関係を表す。実線および点線はそれぞれ解放、閉塞されているクラックを表す。水平主応力方向と平行な方向が S 波速度が速い方向となる。

2.5.2 データ解析

本研究では、南海トラフ海底下に設置されている DONET 観測点、および C0002G 孔内観測点の地震計水平動 2 成分により観測された常時微動記録に対して 2-8Hz で平坦特性を持つ 1-10Hz の帯域通過フィルタを適用した後、自己相関、相互相関処理を適用し、観測点を震源および受振点とした EW (X) 起振-EW (X) 受振, EW (X) 起振-NS (Y) 受振, NS (Y) 起振-EW (X) 受振, NS (Y) 起振-NS (Y) 受振の計 4 成分の疑似反射波記録を算出した。

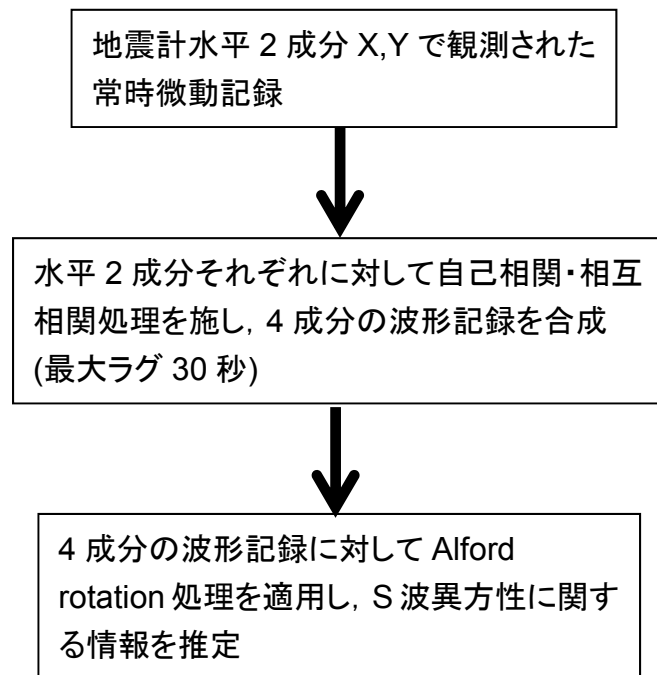


図 2-12 水平動地震計で観測された常時微動記録を用いた S 波偏向異方性解析処理のフローチャート

図 2-12 に前処理を含むデータの処理フローを示す。ここで、E (X) 方向を 1, N (Y) 方向を 2 とした場合、4 成分の疑似反射波記録は式 2-2 で表すことができる。

$$\mathbf{V} = \begin{pmatrix} v_{11} & v_{12} \\ v_{21} & v_{22} \end{pmatrix}. \quad (2-2)$$

これらの処理を 1 日ごとの常時微動記録に対して適用し、上記 4 成分の疑似反射波記録を計算したところ、日によらず、同じ走時に連続して反射波らしき位相が確認された。さらに、疑似反射波記録はその成分によって反射波の振幅が異なることが確認された。これは観測点直下の S 波速度構造異方性の存在を示唆するものであると考えられる。そこで、この S 波速度異方性を定量的に評価するために石油貯留層のフラクチャ解析の分野で主に利用されている Alford rotation (Alford, 1986) と呼ばれる回転処理を疑似反射波記録に適用した。Alford rotation は上記 4 成分の起振-受振記録に対して、震源-受振点の座標計を反時計回りに回転させる処理 (式 2-3) であり、回転後の非対角成分 (ここでは EW 起振-NS 受振, NS 起振-EW 受振) の振幅を最小にする角度を求めることで S 波異方性の方向を求めることが可能である。

$$U = \begin{pmatrix} (\cos^2 \theta_{v_{11}} + \sin^2 \theta_{v_{22}} & (\cos^2 \theta_{v_{12}} - \sin^2 \theta_{v_{21}}) \\ +.5 \sin 2\theta(v_{21} + v_{12})) & +.5 \sin 2\theta(v_{22} - v_{11})) \\ (\cos^2 \theta_{v_{21}} - \sin^2 \theta_{v_{12}} & (\cos^2 \theta_{v_{22}} + \sin^2 \theta_{v_{12}}) \\ +.5 \sin 2\theta(v_{22} - v_{11})) & -.5 \sin 2\theta(v_{21} - v_{12})) \end{pmatrix} \cdot \quad (2-3)$$

本研究では、地震計水平動成分で観測された常時微動記録は、海面波浪で励起され海底面付近で S 波に変換した波動場が卓越していると考え、その相関処理を実施することで海底下堆積層内の S 波速度構造、偏向異方性構造が得られると期待した。実際の解析では、各観測点直下の堆積層内における一次元速度構造を仮定し、それぞれの海底観測点直下での S 波速度異方性構造を求めた。また、データ処理の際は一定期間ごとの自己相関・相互相関記録のスタック記録を用いて異方性方位・強度を算出し、結果のばらつきより得られた結果の確からしさを評価した。異方性強度は、Alford rotation 処理後の V_{11} と V_{22} における反射波の走時差より算出された速い S 波速度 (V_{S_fast})、遅い S 波速度 (V_{S_slow}) を用いて下記の式で表現できる。

$$Anisotropy(\%) = \frac{V_{S_fast} - V_{S_slow}}{V_{S_fast}} \times 100, \quad (2-4)$$

図 2-13 には、解析結果のばらつきを確認するために実施した KMD13 での長期間の解析結果プロットを示す。30 日分のデータをスタックし異方性解析を実施したが、異方性の方向、および強度についてはそれぞれ $\pm 1^\circ$ 、 $\pm 0.1\%$ 以内の範囲で安定しており、非常に安定した結果が得られることを確認した。また、Alford rotation 処理後のトレース V_{11} 、および V_{22} について、P 波の解析と同様にストレッチングパラメータを算出し、堆積層内の速度を 700 m/s、層厚を 1000 m と仮定した場合、最大 $\pm 0.5\%$ の S 波速度変化を示唆する結果が得られた。これらの時間変化については、地震イベント等との明瞭な対応は明らかではないが、このばらつきを処理の安定性と考えると、最小で $\pm 0.5\%$ 程度の S 波速度変化が検出できることを示す結果である。

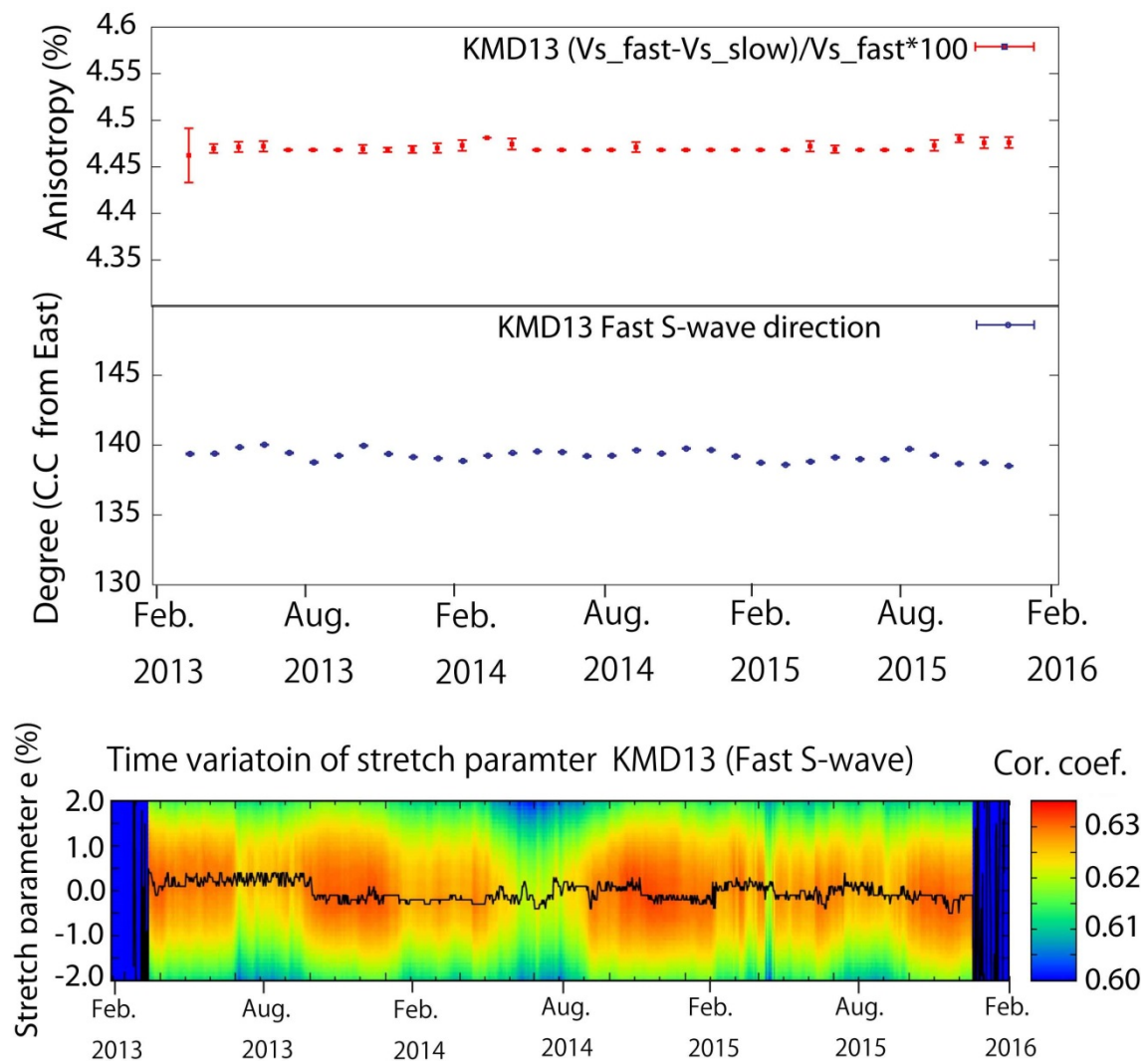
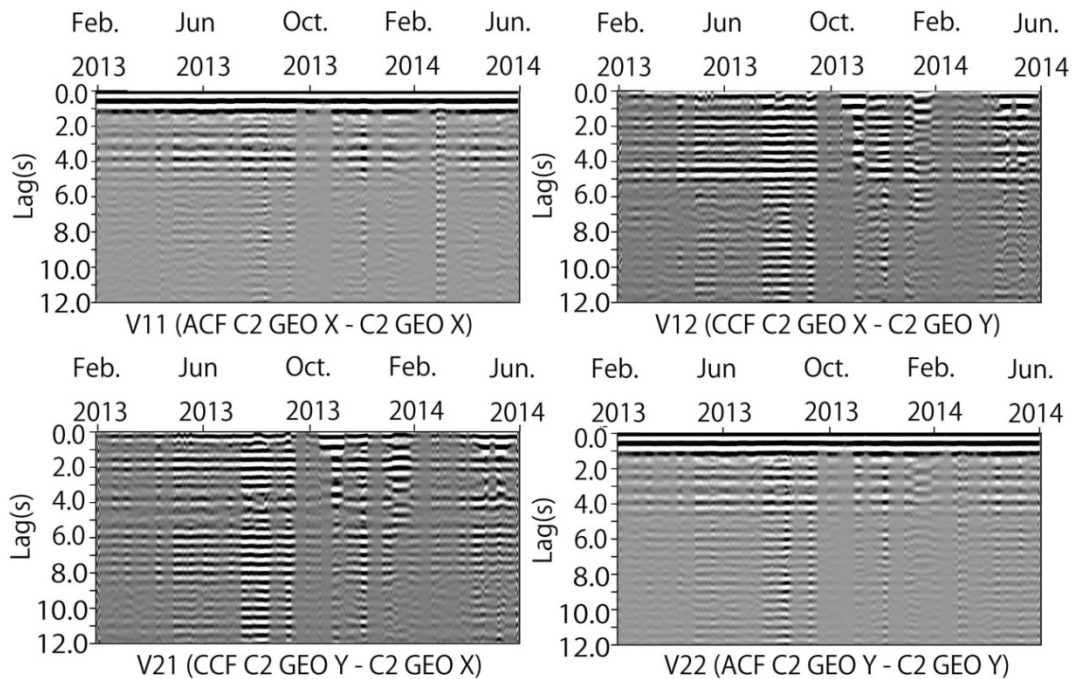


図 2-13 長期間データの解析により得られた KMD13 での S 波偏向異方性の時間変化。上から、S 波偏向異方性強度、S 波速度が速い方向の時間変化を示す。また、最下部のプロットは、式 (2-1) から計算される S 波速度の時間変化を示すストレッチングパラメータを表す。

また、図 2-14 に解析例として、孔内観測点 C0002G における 4-C 成分の波形記録を示す。図 2-14 (a) に 1 時間ごとの結果について並べた波形を、図 2-14 (b) にはそのスタック波形、および Alford rotation の適用結果を示す。また、図 2-15 に得られた 4-C 成分記録のパワースペクトル密度を示す。Alford rotation 適用の結果、C0002G 内での異方性の角度は北から時計回りに 45° の方向が S 波速度が速い方向として推定された。なお、本解析では、他の観測点についても 4 成分記録上で明瞭に確認できていた 3-5 秒付近のイベントを用いて Alford rotation 処理を実施した。これは、堆積層下部からの S

波反射波に対応する走時であると考えられる。一方で、それより深い所、例えばプレート境界面からの反射波は明瞭に確認できなかったことから、本解析では対象を堆積層に限定して解析および議論を進める。

(a) Hourly 4-C records calculated from C2 geophone ambient noise records
(from Feb. 2013 to May. 2014)



(b) Stacked 4-C records (before and after Alford rotation)

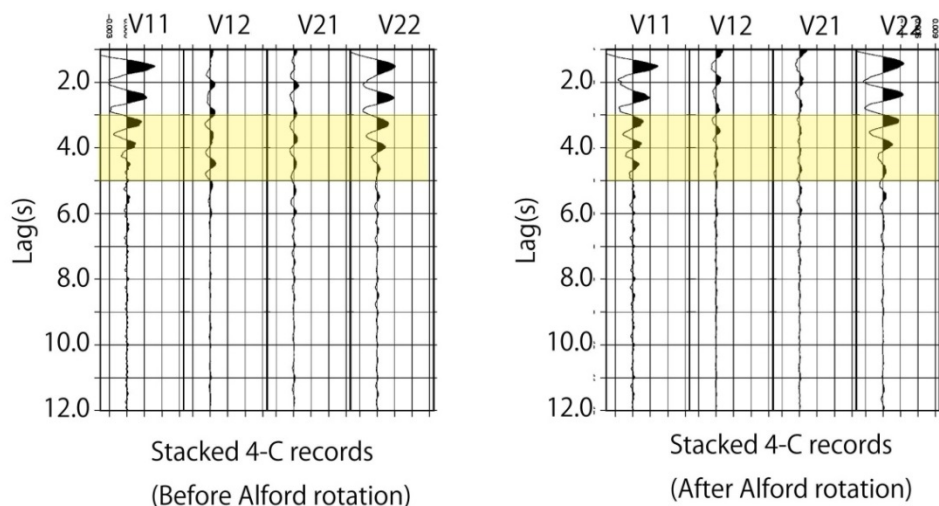


図 2-14 (a) 孔内観測点 C0002G 地震計の水平動成分で観測された常時微動記録より得られた 4-C データ (1 時間ごとの波形)。(b) (a) で得られた 4-C データのスタック波形、および Alford rotation 適用後の波形。

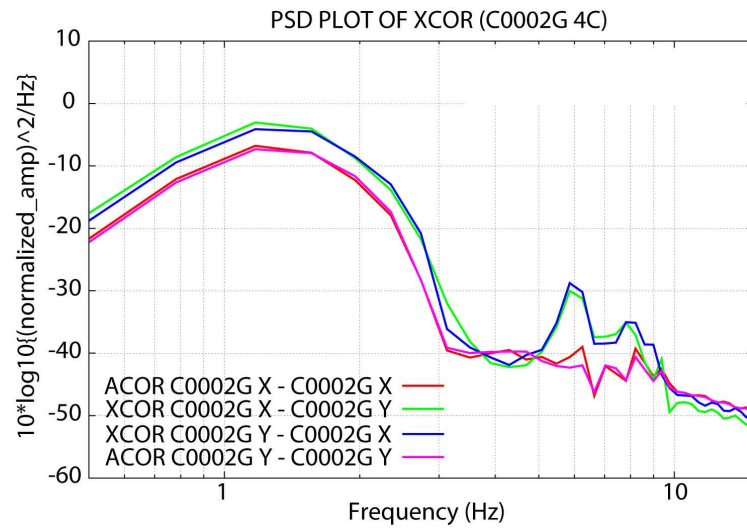


図 2-15 C0002G 孔内地震計の水平成分常時微動記録から得られた疑似反射波記録 (図 2-14 (b)) から得られたパワースペクトル密度。フィルタの特性 (2-8Hz 平坦特性) に応じた周波数成分が確認できる。

2.5.3 結果およびまとめ

解析の結果、結果のばらつきが大きい一部の観測点を除いた S 波速度異方性(方位・強度)が算出された。図 2-16 では、各観測点での解析結果を示すと同時に、異方性強度について各観測点からの半径 10km の領域で空間的な補間処理(Smith and Wessel, 1990)を適用し、コンターとして表示している。

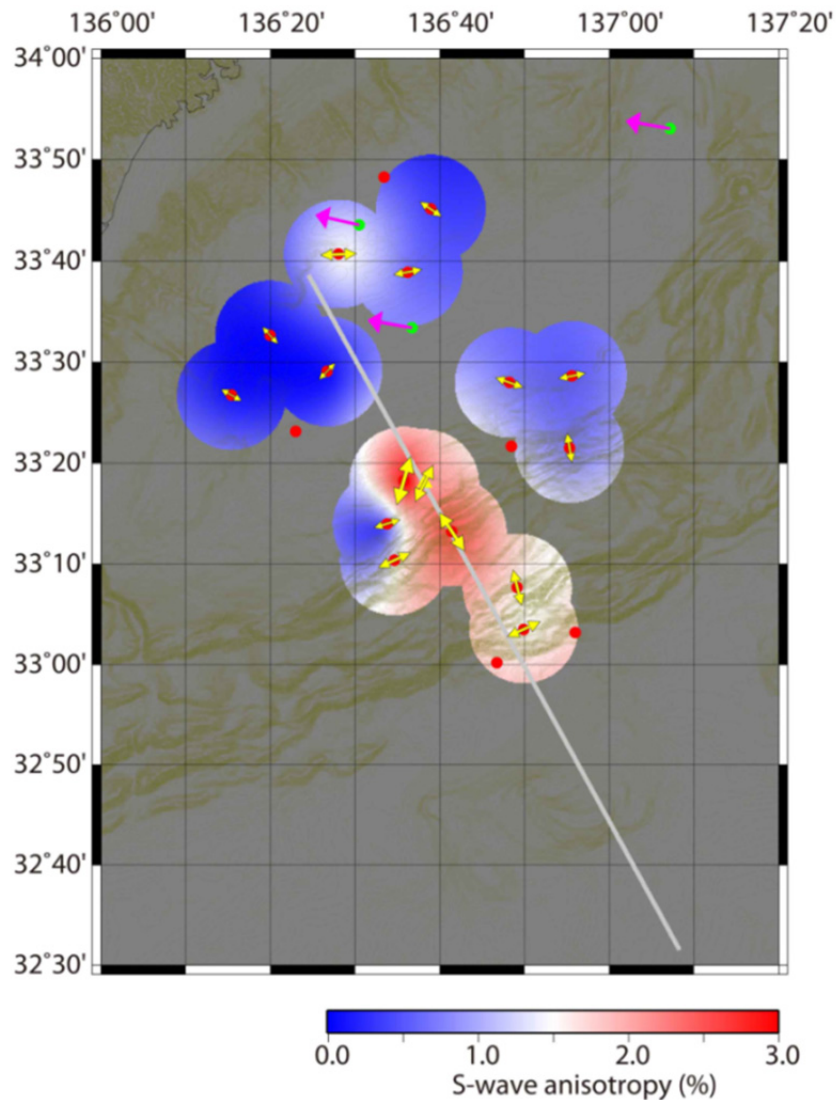


図 2-16 DONET および孔内観測点地震計の水平動成分で観測された常時微動記録から得られた南海トラフ広域での堆積層内の S 波偏向異方性構造。黄色矢印の向きは S 波速度が速い方向、大きさは S 波異方性の強度に対応している。また、カラーマップは異方性の強度を空間的に補完したものである。マゼンタの矢印は Tadokoro et al. (2012) で示された海底地殻変動の方向を示す。

ここで、C0002G 観測点では、堆積層内の S 波が速い方向はトラフ軸に水平に近い方向、 45° として推定された。これはボアホールブレイクアウト解析の結果得られた主応力方向 (Kinoshita et al., 2009; Lin et al., 2015), $40^{\circ} \sim 60^{\circ}$ と比較して整合的である。また、S 波速度異方性強度についても観測点によって異なるが、最大 3%程度と推定された。図 2-17 には、得られた S 波異方性強度について OBS による P-S 変換波解析 Tsuji et al. (2011) の結果との比較を示す。OBS の解析による結果は、観測点ごとに

ばらつきが大きく、かつ堆積層のみではなく、より深部からの変換波の影響を含むもので直接的な比較は難しいが、分布の傾向は本解析の結果と整合的である。

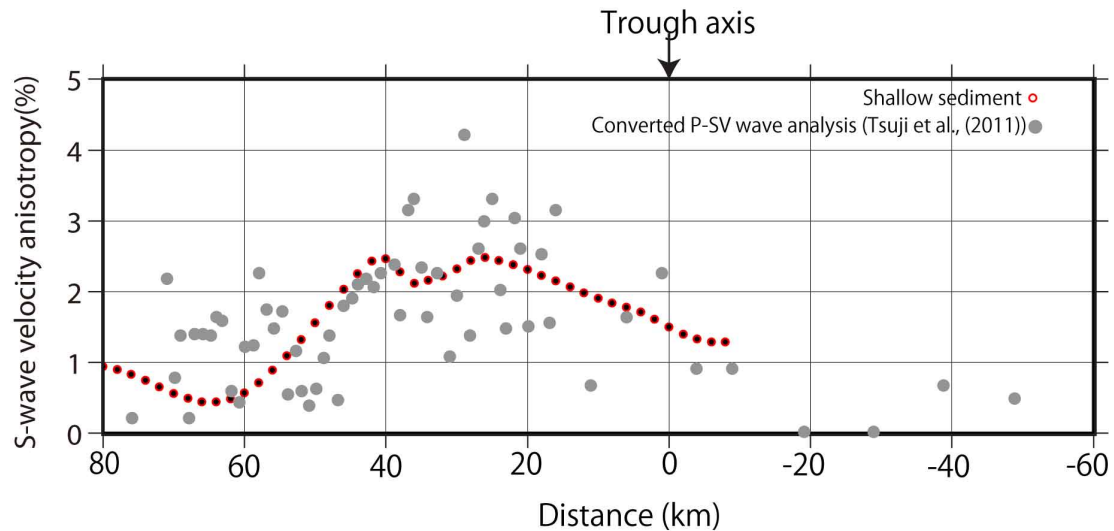


図 2-17 S 波偏向異方性強度について、本研究で得られた堆積層内の値と Tsuji et al. (2011) で得られた値の比較

2.6 海底下鉛直地震計アレイの常時微動記録を用いた地震波干渉法および S 波偏向異方性解析

本項では、南海トラフ観測孔 C0002G 孔に設置された孔内地震計、および直上の海底に設置された海底地震計により構成される鉛直地震計アレイにより観測された常時微動記録を用いて解析を実施した結果について述べる。海底下鉛直地震計アレイで観測された常時微動記録に対して地震波干渉法の処理を適用することで、鉛直方向の堆積層内の地震波速度構造に対応した疑似反射波記録が得られる。本項では、鉛直地震計アレイの水平動 2 成分で観測された常時微動記録を用いて、堆積層内の S 波偏向異方性構造を得ることを試みる。

本項で用いた観測点の位置、概要については図 2-18 に示す。海底地震計は水深約 2000m の海底、孔内地震計はさらに海底下約 900m の孔内にそれぞれ設置されている。いずれの地震計も前述の DONET ケーブルネットワークに接続されており、観測データはそのネットワークを利用してリアルタイムで観測されたものである。孔内地震計および海底地震計による観測については、Kimura et al. (2013) および Kimura et al. (2015) で詳細が述べられている。

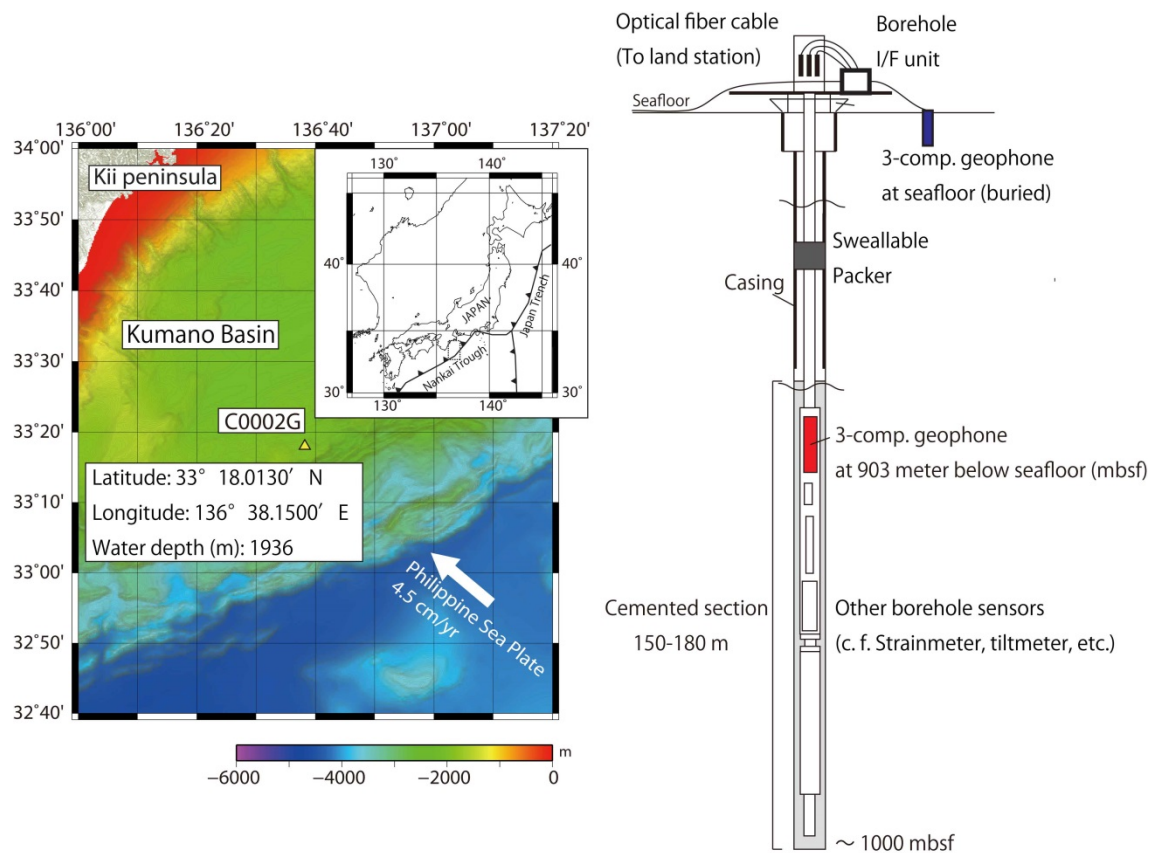


図 2-18 (左)DONET1 (赤丸)・孔内観測点 (黄三角) 位置図。(右) 長期孔内観測点孔内模式図。

2.6.1 データ解析

本研究では 2014 年 3 月～2015 年 1 月までの観測データを用いて解析を実施した。データ解析は前項と同様、大きく 2 つのフェーズ、(1) 地震波干渉法処理、および (2) Alford rotation 処理に分けて実施し、鉛直地震計アレイの水平成分で観測された常時微動記録から、海底下堆積層内の S 波異方性情報を得ることを目指す。

図 2-19 に地震波干渉法の処理結果を示す。図 2-19 の a) ～d) は相互相関処理の結果得られた 4 成分記録であり、それぞれ海底地震計 EW 成分発振・孔内地震計 EW 成分受振、海底地震計 EW 成分発振・孔内地震計 NS 成分受振、海底地震計 NS 成分発振・孔内地震計 EW 成分受振、および海底地震計 NS 成分発振・孔内地震計 NS 成分受振記録に対応している。ここで、EW-EW 成分、および NS-NS 成分では 1.3 秒付近をピークとして明瞭なイベントが確認できる。ここで、海底地震計・孔内地震計の距離を 903 m とした場合、1.3 秒の直達走時から計算される速度は 695 m/s となり、これは堆積層内の S 波速度としては妥当な値であると考えられる。

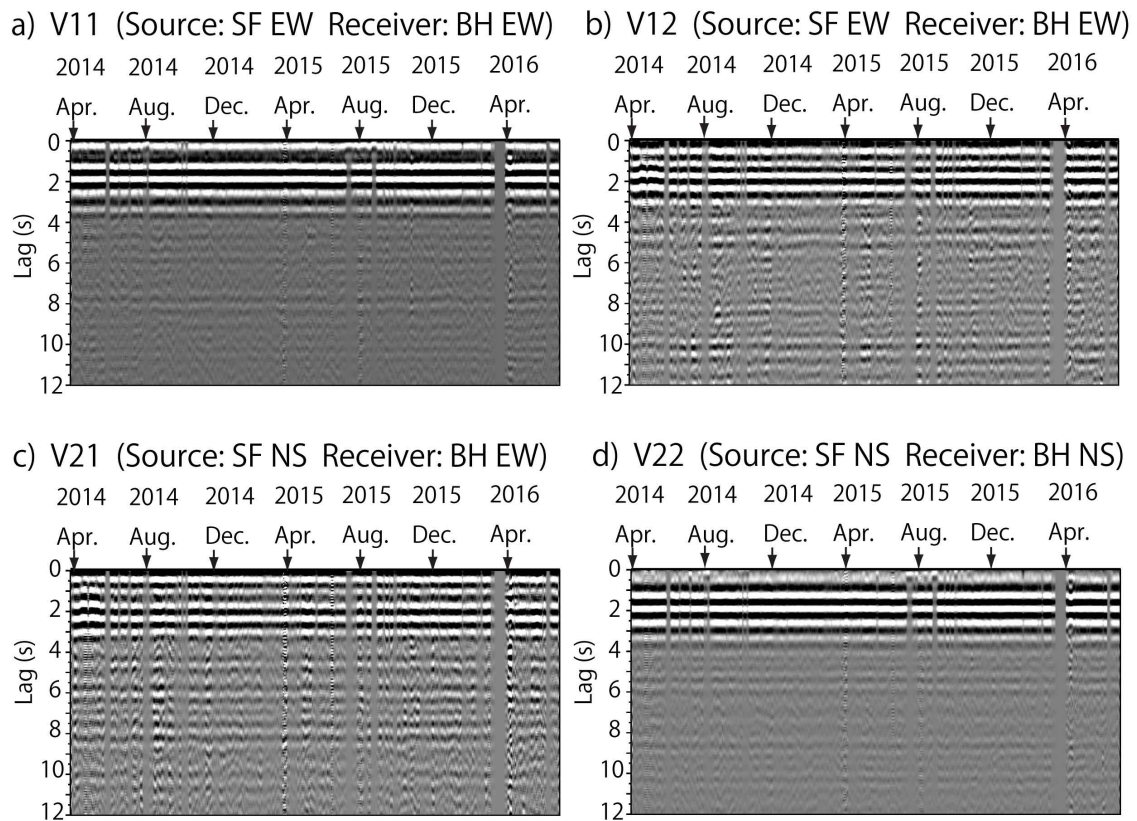


図 2-18 鉛直地震計アレイの水平成分地震計常時微動データより計算された 4-C 記録。
a)海底地震計 E-W-孔内地震計 E-W, b)海底地震計 E-W-孔内地震計 N-S, c)海底地震計 N-S-孔内地震計 E-W, d)海底地震計 N-S-孔内地震計 N-S。

2.6.2 解析結果・まとめ

得られた 4 成分記録に対して前項までと同様 Alford rotation 処理を適用した結果を図 2-20 に示す。解析の結果、北から時計回りに 40° の角度が S 波速度が速くなる角度として算出された。ここで、堆積層内の S 波速度の速い速度を 695 m/s とし、また、V11 を S 波速度が速い方向、V22 を S 波速度が遅い方向となるように回転させた時、V11 および V22 のそれぞれの波形記録から得られた S 波異方性強度は 2.8% として算出された。

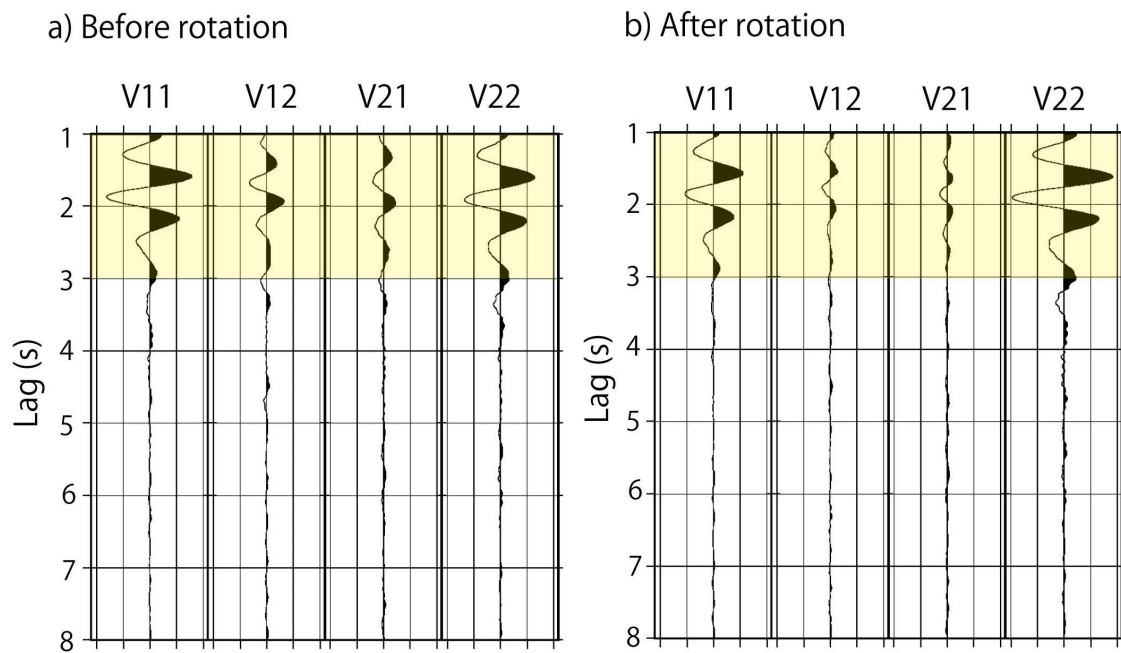


図 2-20 4-C 波形記録 a) Alford rotation 処理前 b) Alford rotation 処理後 (回転角 $N40^{\circ}$ E)

得られた異方性角度について、既存の手法から明らかとなっている結果との比較を実施した。鉛直アレイ観測を実施した観測孔 C0002 では、掘削時にボアホールブレイクアウト解析を実施し、水平主応力方向が推定されている (Kinoshita et al., 2009; Lin et al., 2010)。本研究の結果をこれら既往調査の結果に重ねたものを図 2-21 に示す。本研究の結果得られた S 波速度異方性の方位は、既往ボアホールブレイクアウト解析から推定された水平主応力の方向によく一致していることを確認した。

また、本研究で得られた S 波異方性は方向のみでなく、強度についても議論が可能であり、今後、S 波異方性と応力の関係性の議論を進めていくことで、本手法により広域での S 波異方性構造、応力状況の推定が可能となる。さらに、本手法は連続観測中の地震計データを利用する処理であるので、連続記録に対して同一の処理を繰り返すことで、応力の時間変化に関する議論が可能となる。

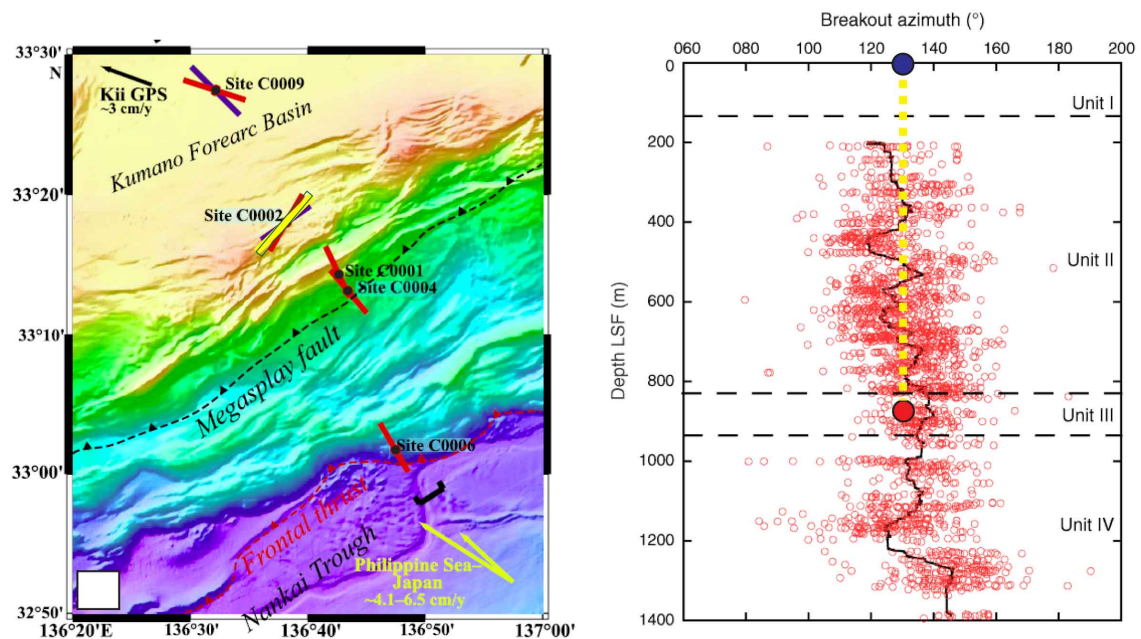


図 2-21 本解析で得られた C0002G 観測孔での S 波偏向異方性解析結果 (Lin et al., 2010, および Kinoshita et al. (2009) の図を改変)。左図の黄色バーは本研究で得られた S 波速度が速い方向, また, 青色のバーは堆積層内の主応力方向, 赤色のバーが付加体上部の主応力方向を示す。ここで, 右図の青丸と赤丸はそれぞれ海底と孔内の地震計の深度を示す。また, 黄点線はボアホールブレイクアウトの結果と比較するために, 得られた S 波異方性の S 波が速い方向に 90° を加えた方向を示す。得られた S 波速度が速い方向は, 掘削孔内で実施されたボアホールブレイクアウトの解析結果 (右図) から得られた水平主応力方向とよく一致している。

2.7 結言

本章では, 海底下の三成分地震計で観測された常時微動記録を用いた海底下の地震波速度構造を推定する手法について, 実データを用いて検討を実施した。DONET 海底地震計と孔内観測点の地震計の鉛直成分で観測された常時微動データに地震波干渉法を適用した結果から, 海底下の P 波速度に対応する疑似反射波記録が再現されることを確認した。また, 常時微動記録の水平動成分に対する地震波干渉法の適用では, 海底下の S 波速度に対応する水平動成分の疑似反射波記録に対して, Alford rotation 解析を施すことで, 海底下の堆積層の S 波偏向異方性の情報が得られることを確認した。S 波速度異方性は地中における水平差応力を反映することから, S 波疑似反射波記録は地中の水平差応力を時間深度の関数として示していることを示唆する。

本研究での堆積層を対象とした解析結果は、海底地震計ネットワークで観測された 1 ヶ月程度の常時微動データを用いることで、方位で $\pm 1^\circ$ 、強度で 0.1% 程度の精度で S 波偏向異方性の時間変化を検出できる可能性を示した。常時微動は恒常的に取得される信号であり、長期間の観測データを用いた S 波偏向異方性の解析は、水平差応力分布の時間変化を捉えることにつながる。しかしながら、プレート境界など、より深部の水平差応力の推定に対しては、常時微動記録を利用する S 波速度異方性解析では十分な S/N 比を確保できない可能性が高く、S/N 比を高める異なるアプローチが必要である。次章では、S/N 比を高めることが期待される人工震源を用いた能動的地震探査により、より深部の S 波速度異方性構造を推定する観測・データ解析を実施する。

参考文献

1. Alford, R. M., 1986, Shear data in the presence of azimuthal anisotropy: Dilley, Texas, 56th Annual International Meeting, SEG, Expanded Abstracts, 86, 81-82.
2. Bensen, G. D., Ritzwoller, M. H., Barmin, M. P., Levshin, A. L., Lin, F., Moschetti, M. P., Shapiro, N. M., and Yang, Y., 2007, Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements, *Geophys. J. Int.*, 169, 1239–1260.
3. Boness N., L, Zoback M., D., 2006, Mapping stress and structurally controlled crustal shear velocity anisotropy in California. *Geology* 34(19):825–828.
4. Claerbout, J.F, 1968, Synthesis of a layered medium from its acoustic transmission response. *Geophysics*, 33, 264–269.
5. Crampin, S., 1981, A review of wave motion in anisotropic and cracked elastic media, *Wave Motion*, 3, no. 4, 343–391, doi:10.1016/0165-2125(81)90026-3.
6. Draganov, D., Wapenaar, K. and Thorbecke, J., 2004, Passive seismic imaging in the presence of white noise sources. *The Leading Edge*, 23, 889–892.
7. Hadziioannou, C., Larose, E., Coutant, O., Roux, P., and Campillo, M., 2009, Stability of monitoring weak changes in multiply scattering media with ambient noise correlation: Laboratory experiments, *J. Acoust. Soc. Am.*, 125(6), 3688–3695, doi:10.1121/1.3125345.
8. IODP Science plan, 2011, Illuminating Earth's Past, Present, and Future, Washington, DC (Integrated Ocean Drilling Program Management International, Inc.)
9. Kamei, R., Pratt, G., and Tsuji, T., 2012, Waveform Tomography Imaging of a

- Megasplay Fault System in the Seismogenic Nankai Subduction Zone, *Earth Planet. Sci. Lett.* 317-318, 343-353.
10. Kaneko, S., Araki, E., Kawaguchi, K., Sakuma, A., Matsumoto, H., Kodera, T., and Kaneda, Y., 2009, Installation method of high-quality seismic observation in the seafloor, *Proceedings of Oceans 2009*, doi: 10.1109/OCEANSE.2009.5278261
 11. Kawaguchi, K., Kaneko, S., Nishida, T., and Komine, T., 2015, Construction of the DONET real-time seafloor observatory for earthquakes and tsunami monitoring, *Seafloor Observatories*, P. Favali et al., Springer Praxis Books, doi 10.1007/978-3-642-11374-1_10, pp. 211-228.
 12. Kedar, S., Longuet-Higgins, M. S., Graham, F. W. N., Clayton, R., and Jones, C., 2008, The origin of deep ocean microseisms in the north Atlantic ocean, *Proc. R. Soc. A*, 464, p777–793.
 13. Kimura, T., Araki, E., Takayama, T., Kitada, K., Kinoshita, M., Namba, Y., and Kyo, M., 2013a, Development and Performance Tests of a Sensor Suite for a Long-Term Borehole Monitoring System in Seafloor Settings in the Nankai Trough, Japan: *IEEE Journal of Oceanic Engineering*, 38, 383-395, doi: 10.1109/JOE.2012.2225293.
 14. Kimura, T., Araki, E., Kawaguchi, K., 2015, Development of cabled OBS for vertical array seismic observation at the C0002G borehole observatory in the Nankai Trough, Japan, *Proceedings of Underwater Technology symposium 2015*, doi: 10.1109/UT.2015.7108242
 15. Kinoshita, M., Tobin, H., Ashi, J., Kimura, G., Lallemant, S., Screatton, E.J., Curewitz, D., Masago, H., Moe, K.T., and the Expedition 314/315/316 Scientists, 2009. *Proc. IODP, 314/315/316: Washington, DC (Integrated Ocean Drilling Program Management International, Inc.)*. doi:10.2204/iodp.proc.314315316.200.
 16. Lin, S. and Stein, R. S., 2004, Stress triggering in thrust and subduction earthquakes and stress interaction between the southern San Andreas and nearby thrust and strike-slip faults, *Journal of Geophysical Research*, 109, B02303, doi:10.1029/2003JB002607.
 17. Lin, W., Doan, M. L., Moore, J. C., McNeill, L., Byrne, T. B., Ito, T., Saffer, D., Conin, M., Kinoshita, M., Sanada, Y., Moe, K. T., Araki, E., Tobin, H., Boutt, D., Kano, Y., Hayman, N. W., Flemings, P., Huftile, G. J., Cukur, D., Buret, C., Schleicher, A. M., Efimenko, N., Kawabata, K., Buchs, D. M., Jiang, S., Kameo, K., Horiguchi, K., Wiersberg, T., Kopf, T., Kitada, K., Eguchi, N., Toczko, S.,

- Takahashi, K., and Kido, Y., 2010, Present-day principal horizontal stress orientations in the Kumano forearc basin of the southwest Japan subduction zone determined from IODP NanTroSEIZE drilling Site C0009: *Geophysical Research Letters*, 37, no. 13, L13303.
18. Lin, W., Byrne, T. B., Kinoshita, M., McNeill, L. C., Chang, C., Lewis, J. C., Yamamoto, Y., Saffer D. M., Moore, J. C., Wu, H., Tsuji, T., Yamada, Y., Conin, M., Saito, S., Ito, T., Tobin, H. J., Kimura, G., Kanagawa, K., Ashi, J., Underwood, M. B., Kanamatsu, T., 2015, Distribution of stress state in the Nankai subduction zone, southwest Japan and a comparison with Japan Trench, *Tectonophysics*, in press, doi:10.1016/j.tecto.2015.05.008.
 19. Minato, S., Tsuji, T., Ohmi, S., and Matsuoka, T., 2012, Monitoring seismic velocity change caused by the 2011 Tohoku-oki earthquake using ambient noise records, *Geophys. Res. Lett.*, 39, L09309.
 20. Park, J. O., Fujie, G., Wijerathene, L., Hori, T., Kodaira, S., Fukao, Y., Moore, G. F., Bangs, N. L., Kuramoto, S., and Taira, A., 2010, A low-velocity zone with weak reflectivity along the Nankai subduction zone, *Geology*, 38, 283-286.
 21. Roux, P., Sabra, K. G., Gerstoft, P., Kuperman, W. A., and Fehler, M. C., 2005, P-waves from cross-correlation of seismic noise: *Geophys. Res. Lett.*, 32, L19303.
 22. Ruigrok, E., X., Campmanb, K., Wapenaar, 2011, Extraction of P-wave reflections from microseisms, *C. R. Geosci.*, 343, p515-525.
 23. Saenger, E. H., 2000 ,Modeling the propagation of elastic waves using a modified finite-difference grid, *Wave Motion*, 31, 77-92.
 24. Schuster, G., T., 2009, *Seismic interferometry*, Cambridge university press.
 25. Sens-Schönfelder, C., and Wegler, U., 2006, Passive image interferometry and seasonal variations of seismic velocities at Merapi Volcano, Indonesia, *Geophysical Research Letter.*, 33, L21302, doi:10.1029/2006GL027797.
 26. Smith, W., and Wessel, P., 1990, Gridding with continuous curvature splines in tension, *Geophysics*, 55, 293-305.
 27. Tadokoro, K., Ikuta, R., Watanabe, T., Ando, M., Okuda, T., Nagai, S., Yasuda, K., and Sakata, T., 2012, Interseismic seafloor crustal deformation immediately above the source region of anticipated megathrust earthquake along the Nankai Trough, Japan, *Geophysical Research Letters*, doi: 10.1029/2012GL051696.
 28. Tonegawa, T., Fukao, Y., Nishida, K., Sugioka, H., and Ito, A., 2013, A temporal change of shear wave anisotropy within the marine sedimentary layer associated with the 2011 Tohoku-Oki earthquake, *Journal of Geophysical*

- Research, 118, 607-615.
29. Tsuji, T., J. Dvorkin, G. Mavko, N. Nakata, T. Matsuoka, A. Nakanishi, S. Kodaira and Nishizawa, O., 2011, Vp/Vs ratio and shear-wave splitting in the Nankai Trough seismogenic zone: Insights into effective stress, pore pressure and sediment consolidation, *Geophysics* 76, no. 3, WA71-WA82.
 30. Wapenaar, K., and Fokkema, J., 2006, Green's function representations for seismic interferometry, *Geophysics*, 71, SI33-46.
 31. Zhang, J., Gerstoft, P., and Shearer, P. M., 2009, High-frequency P-wave seismic noise driven by ocean winds, *Geophysical Research Letters*, 36, L09302, doi:10.1029/2009GL037761.

第 3 章 海底地震計およびエアガンを用いた地震発生帯における S 波偏向異方性探査

3.1 緒言

前章では、南海トラフ地震発生帯の直上に設置された海底地震計水平動成分の常時微動記録に地震波干渉法処理を適用し、S 波偏向異方性構造を求めることで海底下表層堆積層内の水平応力分布を推定する手法について述べた。得られた水平応力分布の推定結果は、その主応力方位については既往研究の結果と整合的であった。しかしながら、プレート境界域付近等の深部の水平差応力推定には S/N 比が不足している。また、用いた常時微動記録は 1-2 Hz 程度の低周波数帯が卓越していることから、空間分解能も十分でない。

前章で用いられた 1-2 Hz 程度の低周波常時微動への地震波干渉法の適用で認められた深部からの信号の S/N および分解能という 2 点の問題には、次の改善方法を考えることができる。ひとつは入力となる信号を常時微動より大きなエネルギーを有する信号にすること。そしてもうひとつは、より高い周波数の信号を用いることである。この 2 点の改善を同時に図ることができる方法として、より高い S/N 比を持つ高周波の信号を利用可能な人工震源を利用した能動的探査を考えることができる。例えば、Tsuji et al. (2011b) では、南海トラフの掘削孔内で VSP (Vertical Seismic Profile) 探査を実施し、孔内に一時的に設置した地震計アレイで観測されたエアガン発振記録を用いて海底下の S 波偏向異方性構造の推定に成功している。一方で、VSP 探査を繰り返し実施するには掘削孔および探査の度毎の掘削孔内に VSP 機器を吊下させる探査が必要であり、広域における S 波偏向異方性、応力分布およびその時間変化を推定するにはより簡便な手法が望ましい。また、時間的な変化を捉えるためには、センサと周辺媒質の間のカップリングが探査の度毎に変化することがデータに影響を与え、時間変化の推定精度を低下させる可能性を否定できない。恒久的に設置されたセンサを用いる探査の実施が時間変化を安定的に捉えるため必要である。

本研究では、地震発生帯広域での応力分布推定手法に関する議論を行うため、エアガン発振と DONET の定常設置海底地震計を利用した S 波偏向異方性探査より海底下における応力分布を推定することを目論んでいる。そこで、本章ではそれに先立ち実施した DONET 地震計を用いたエアガン探査の詳細、およびその探査レイアウト検討について数値実験の内容を含めて述べた後、表層堆積層の S 波偏向異方性を対象としたデータ処理結果について述べる。

3.2 調査計画策定・探査測線検討

本研究では、海底下に設置したネットワーク型広帯域地震計を通常の独立型 OBS (Ocean Bottom Seismometer) を利用して実施する地震学的構造探査と同様の目的で海底での受振点として利用し、船舶曳航型のエアガン震源を用いてそのエアガンにより励起された弾性波動場が海底下の構造内で反射・変換された波動場を観測し海底下の S 波偏向異方性構造を推定する。

本研究で用いる DONET および長期孔内観測点には、通常の OBS を利用する構造探査と比較して大きく 3 つのメリットがある。一つは、設置条件 (地面とのカップリング) の良好さである。通常、OBS は調査船舶船上から海中に投下する自由落下設置のため、海底面とのカップリングはそれほど良好ではない。この場合、鉛直成分の観測は比較的良好であるが、水平方向の観測では、OBS に横方向の制約がないため、実際の海底面の変動を上回るような共振ノイズを観測することがある。また、場所によっては、海底面近傍に存在する低層流の影響によるノイズが観測される場合もある。一方で、DONET 地震計は海底下に筒状のステンレス管 (海底ケーシング) を設置し、その中に地震計パッケージを埋設することから海底面とのカップリングは良好であり、かつ低層流の影響も受けにくい良好な設置条件となっている。また、孔内観測点に関しては、地震計は海底下最大 1000m まで掘削した掘削孔内にセメントで固定されており、さらに良好な設置条件となっている。これらの地震計で観測された水平動成分は、通常の OBS による観測では取得できない微弱な深部からの変換波を含んでいる。図 3-1 に孔内地震計、DONET 海底地震計、およびその近傍に設置された通常海底設置型 OBS により観測された常時微動のノイズスペクトルの比較を示す。各地震計の設置場所は最大 10km ほど離れているが、ノイズスペクトルは同じ時間の記録から計算している。DONET および OBS 地震計の設置深度は水深約 2500m の海底であり、通常、深海底では 1-10Hz の常時微動の振幅は地震などのイベントが無い時は非常に安定していることが分かっているため、この帯域でのノイズスペクトルの違いは、設置条件の違いによるものと考えてよい。この結果から、DONET 海底地震計は OBS 地震計と比較して、最大 20dB 程度、振幅にして 10 分の 1 程度の微弱な信号を捉えることができる。また、孔内観測点 C0002G の地震計は水深 2000m の海底下に掘削した深度 1000m のボアホール内部、海底下 900m 付近に設置されている。孔内地震計は OBS と比較して最大 30dB 程度、DONET 地震計と比較しても 20dB 程度静かな記録になっており、堆積層の影響も受けにくいことから、より深部の微弱な信号を捉えることが可能である。

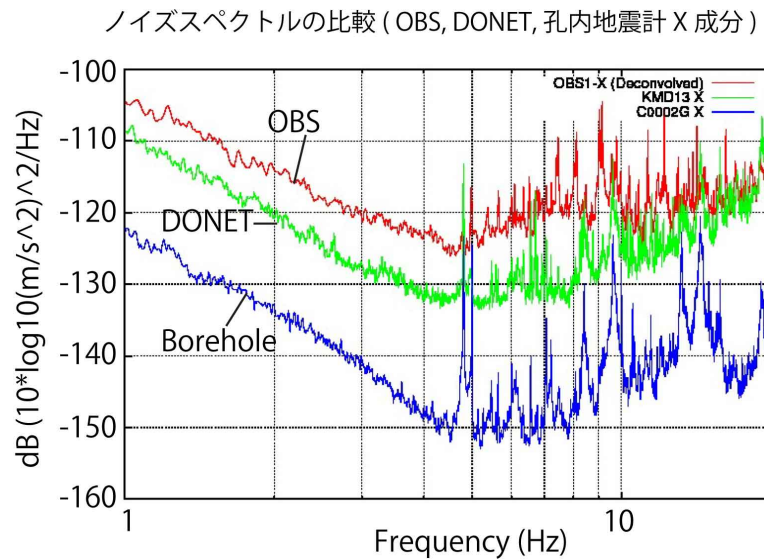


図 3-1 DONET 地震計 (KMD13), C0002G 孔内地震計および通常の OBS の水平動成分 (X 成分) で観測された常時微動のノイズレベル比較。

もう一つのメリットは、設置場所の位置精度である。OBS の観測点は前述のとおりフリーフォールでの設置のため、設置予定場所からは最大で数 10~100m 程度は実際の設置場所がずれてしまう可能性がある。また、位置精度も船上からの音響的な手法により推定するため、数 m 程度の誤差が発生しうる。一方の DONET 観測点・孔内地震計は設置時には水中ロボットでの位置確認を行っているため位置精度は保証されており、また、定常観測点であるため設置位置は変わることが無く、同じ場所でのエアガン発振を利用する繰り返し探査など、構造の時間変化検出を可能とするデータセットを観測することもできる。

さらに、DONET はオンライン観測点であるので通常の OBS 観測では不可能であったリアルタイム性を持つ観測が可能となる。従来の OBS では、一旦設置してしまった後はどのようなデータが観測されているか確認する術がなく、回収失敗等によるデータ亡失のリスクも存在したが、DONET 観測点ではリアルタイムでの波形確認が可能であるので、例えば、観測データをモニタしながら、エアガンの発振パラメータの調整をする等のリアルタイムな品質管理による観測データ品質の大幅な向上と同時に、確実なデータ収録が実現できる。

本研究では、上記の DONET 観測点の海底地震計を地震探査の受振点として取扱い、それら観測点の周囲でエアガンを発振し、DONET 観測点直下の地震学的構造に関する情報の取得、特に、地殻内応力分布と非常に相関の高い S 波偏向異方性構造を求めることを目的とする。この際、探査測線は、構造への入射角で異なる走時・振幅として波形記録上に現れる S 波偏向異方性を正しく取得するために、各観測点の地震計を中心とする円状の発振測線を採用する。一方で、エアガンの発振エネルギーは圧縮空気を海中で

放出する P 波震源であり、かつ海中では P 波のみが伝播し、S 波成分は海底下の構造境界での変換波としてのみ発生し得る。P 波の反射により発生する S 波成分の振幅を最適化するため、本節では、観測に先立ち、既往調査で明らかとなっている海底下の速度構造により数値モデルを作成し、妥当であると考えられるオフセット距離を推定した。また S 波偏向異方性の観測に最適と思われる探査測線を実現する震源の Walk Around 配置を考慮し、各 DONET 観測点の周囲を、震源船が推定されたオフセット距離で周回するサークル測線を検討した。

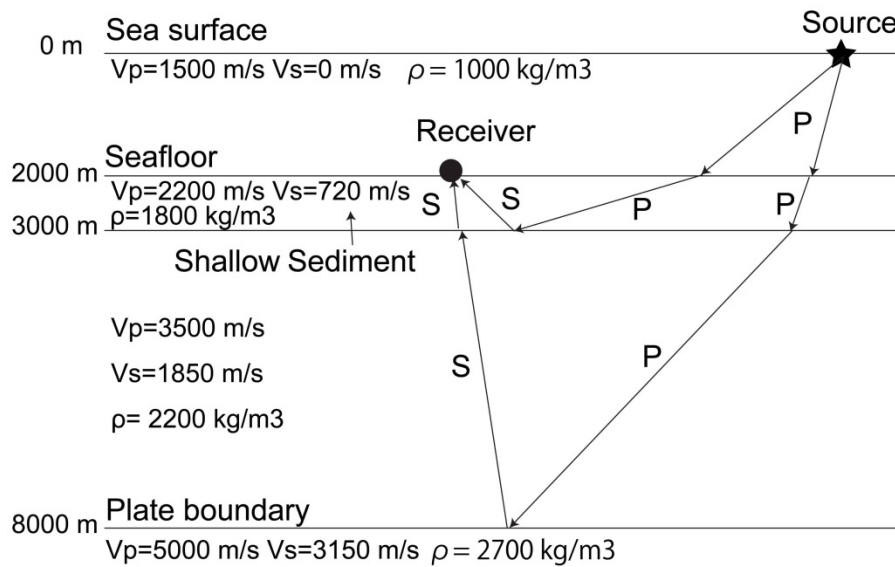
調査対象域である南海トラフ熊野灘では、これまでに多くの構造探査が実施されており、海底下の P 波構造としては精度の高い、確からしいモデルが求められている。本研究では、これらの速度モデルの内、海底下に多数展開された OBS で観測されたエアガン発振記録に対してフルウェーブインバージョンを適用することで求められた P 波速度構造 (Kamei et al., 2012) を元の速度モデルとして利用し、その P 波速度構造に対して泥岩における P 波・S 波速度の関係を示す実験式である Mud rock line (Castagna et al, 1985) を適用して S 波速度構造を単純な水平層構造としてモデル化したものを利用した。式 3-1 に Mud rock line による P 波速度・S 波速度の関係式を示す。

$$V_s = 0.862 \times V_p - 1.172, \quad (3-1)$$

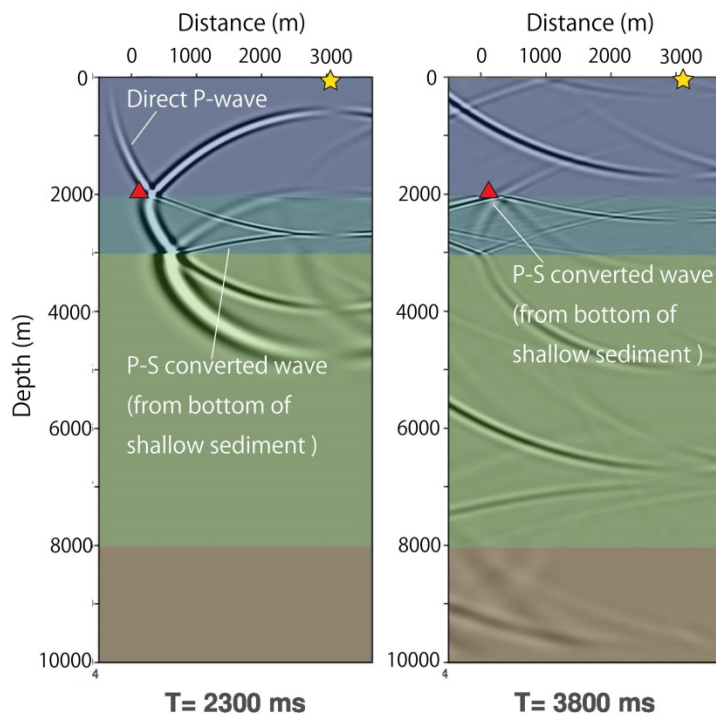
ここで、 V_p , V_s はそれぞれ P 波速度、S 波速度 (km/s) を表す。

図 3-2 に解析に用いた S 波速度構造を示す。実際のモデル作成の際には、上式で計算した P 波、S 波速度構造モデルに対して、反射法地震探査、および近傍の掘削孔で実施した孔内速度検層の結果 (Kinoshita et al., 2009) から得られている反射面を仮定し、それぞれの区間速度を算出することで速度構造モデルを作成した。速度構造モデルに対して、Rotated staggered grid を用いた二次元弾性波シミュレーションを適用し、海面発振、海底面受振の波動場、波形記録を計算した。図 3-2 にそのスナップショット例、および 200m ごとのオフセットで計算した共通受振点記録を示す。

a) Velocity model used for 2-D simulation



b) Snap shots of horizontal components



c) Common receiver gather

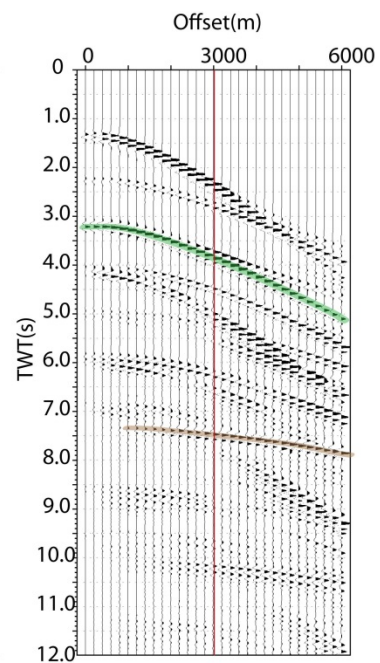


図 3-2 (a) 数値計算に用いた速度構造モデル。(b) 速度構造モデルから計算された P-S 変換波のスナップショット (2.3 秒および 3.8 秒)。(c) 共通受振点記録。3.8 秒, 7.4 秒付近に明瞭に確認できる堆積層下部, およびプレート境界上部からの P-S 変換波をそれぞれ緑, 茶色のラインで示す

数値モデルによる検討の結果、堆積層下部、およびプレート境界面上部からの変換波を海中直達波等のイベントと重複することなく十分な S/N 比で観測するためには 1.5～3.0 km 程度の発振半径が必要であることが分かった。さらに、調査船の位置精度を担保するには可能な限り大きな半径での発振が望ましいことから、本研究では半径 3 km を発振半径として採用した。次項では、実際のフィールドデータ観測、および得られた観測データについて述べる。

3.3 データ取得

2013 年 11 月～2015 年 6 月にかけて、計 3 回の調査航海を実施し、13 点の観測点においてサークル測線上でのエアガン発振を実施、良好なデータを取得した。それぞれ、KR13-17 航海 (2013 年 11 月)、KR15-05 航海 (2015 年 3 月) および KR15-08 航海 (2015 年 6 月) として実施し、いずれも JAMSTEC (国立研究開発法人海洋研究開発機構) 所有の深海調査研究船「かいれい」のエアガンアレイシステムを用いて観測を行った。図 3-3 にエアガン発振を実施した調査測線を示す。図 3-4 は実際のエアガン発振時の状況、図 3-5 は観測された波形記録、および発振中の船舶の位置プロットの例である。エアガン発振は、前項での議論を受けて、基本的には DONET 観測点を中心に半径 3km の円を描く形で実施し、一観測点あたり、180 点の震源位置 (2° 間隔) での発振を実施した。調査中、エアガンの発振位置精度はほとんどの測線で $\pm 60\text{m}$ 程度、角度にして最大 $\pm 1^{\circ}$ 以内の誤差に収まるほどの非常に精度の高い発振位置制御が実施された。例として図 3-6 に同一測線で複数周回実施したエアガン発振点の中心からの距離、および得られたトレースの初動走時のばらつきをプロットしたものを示す。また、図 3-7 には DONET 地震計で観測されたエアガン波形のスペクトルを示す。

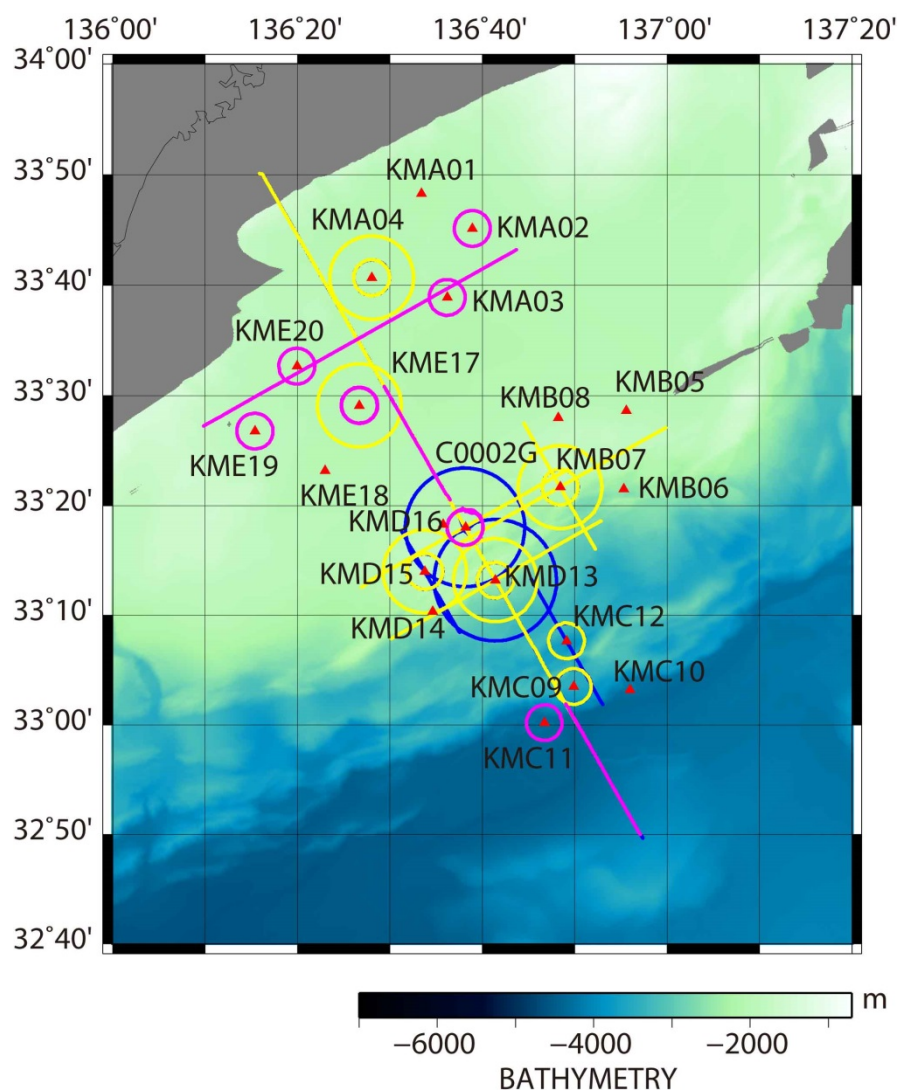


図 3-3 KR13-17, KR15-05 および KR15-08 航海で実施した測線一覧。青色が KR13-17, 黄色が KR15-05, マゼンタが KR15-08 で実施した探査測線を示す。各航海では異なる深度からの変換波を連続的に取得することで変換波の同定・議論を行うために、複数のインライン測線（直線測線）および半径の異なる 3km, 7km, 10km のサークル発振測線でのエアガン発振を実施したが、本研究では 3km のサークル測線で観測されたデータについて解析を実施した。

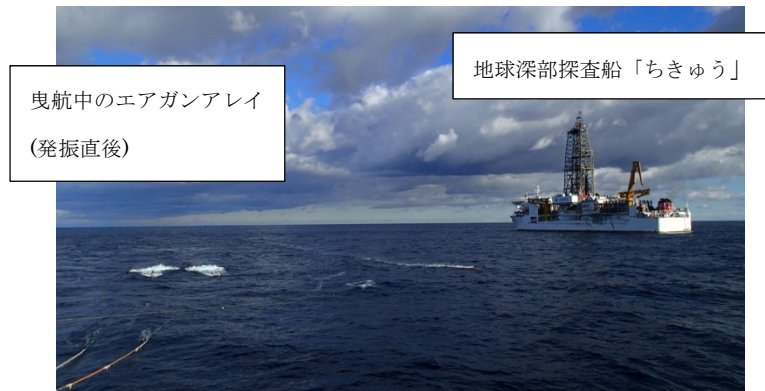


図 3-4 KR13-17 航海でのエアガン発振状況 (R/V KAIREI Cruise Report KR13-17)。エアガンアレイは観測船の後方 150m 程度の距離を保ち曳航されている。写真右は C0002F 掘削点を掘削中の地球深部探査船「ちきゅう」。

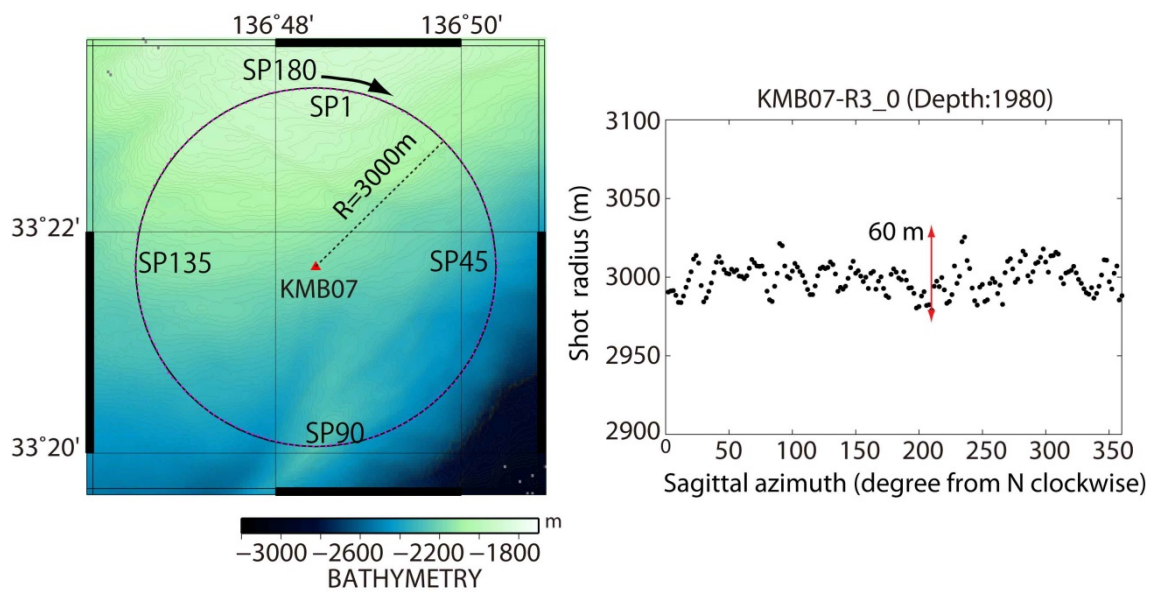


図 3-5 KR13-17 航海における KMB07-R3 測線でのエアガンの発振位置および震源-受振点距離のプロット。

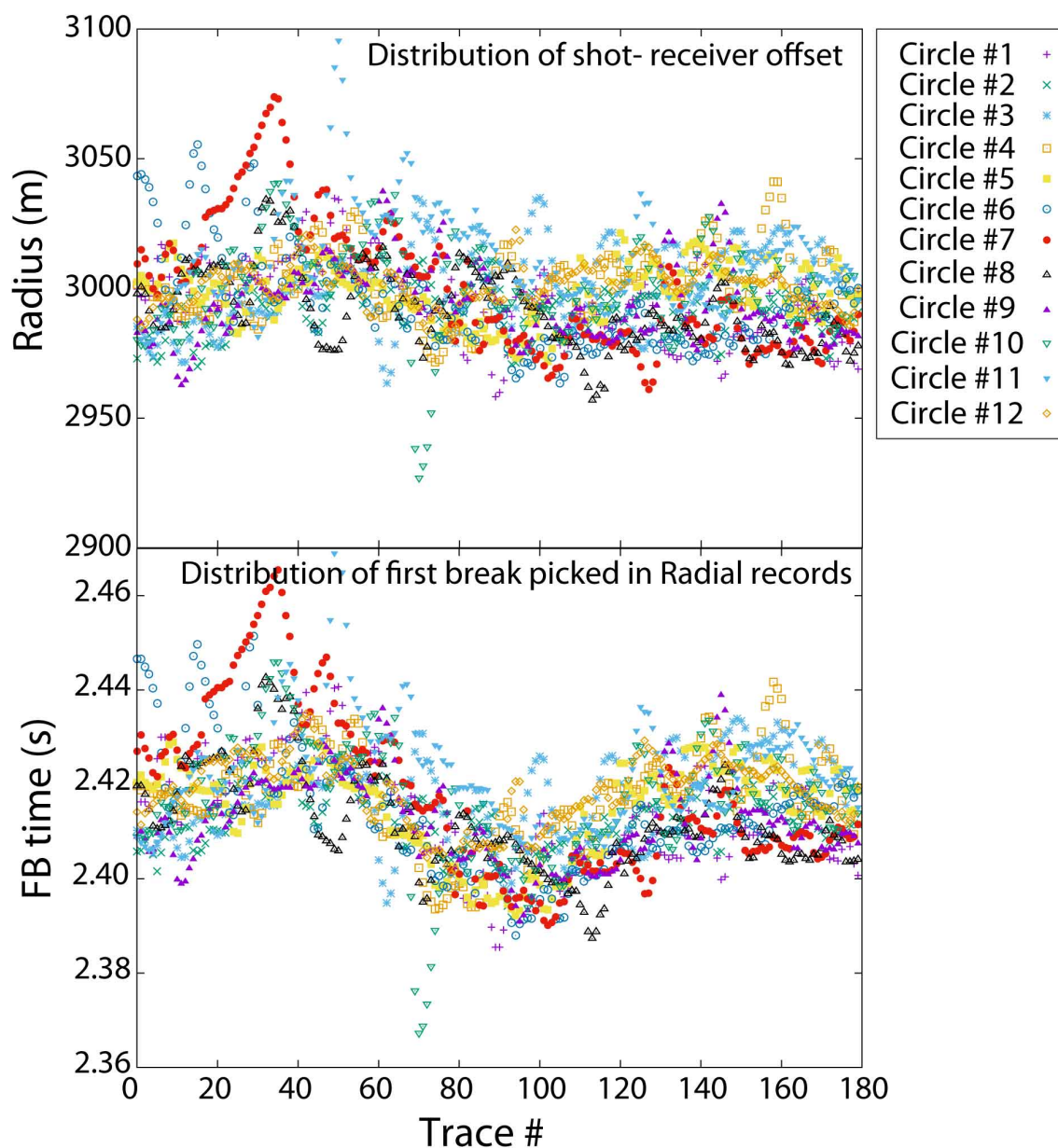


図 3-6 エアガンの発振位置精度について、複数周回を実施した観測測線 KME17 での震源-受振点距離、および Radial 成分のトレースより得られた初動走時の分布を示す。一部例外が存在するが、位置誤差はほとんどのデータで $\pm 60\text{m}$ 程度に収まっていることが分かる。また、位置のばらつきによる初動走時のずれは、おおよそ $\pm 60\text{ms}$ 程度の範囲である。

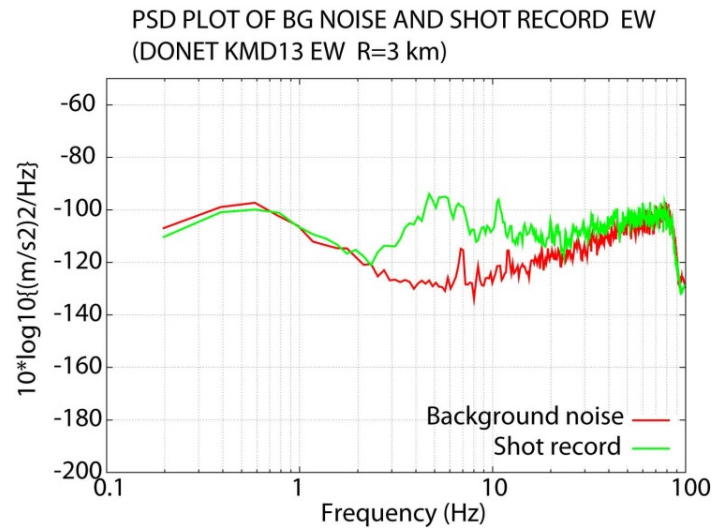


図 3-7 エアガン記録のスペクトルと、常時微動記録のスペクトル比較，赤が常時微動のノイズスペクトル，緑がエアガン発振記録のノイズスペクトルを示す。おおよそ 2-15Hz の範囲でエアガンのシグナルが卓越している。

ここで、DONET 観測点および孔内観測点は海底ケーブルに接続された連続データ観測システムであり、エアガンの発振記録を得るにはエアガン発振のタイミングに応じて波形記録を切り出す必要がある。ここで、DONET システムは GPS を用いた時刻同期により、0.16 マイクロ秒以下の非常に高精度の時刻精度を持つ（荒木，2012）。また、エアガンの発振時間精度についても同様に GPS による時刻同期を行っている。これら、DONET とエアガンの組み合わせ精度は、従来の OBS を利用した観測と比較しても十分良好なものであり、S 波偏向異方性構造を含む、速度構造の議論を十分可能とするものである。DONET 地震計は 200Hz (5ms) サンプルでの観測のため、最終的にはエアガンの発振タイミングに合わせてリサンプリングを行い、100 マイクロ秒の精度でエアガン発振記録の切り出しを行った。切り出しの結果得られたショットレコードの例を図 3-8 に示す。

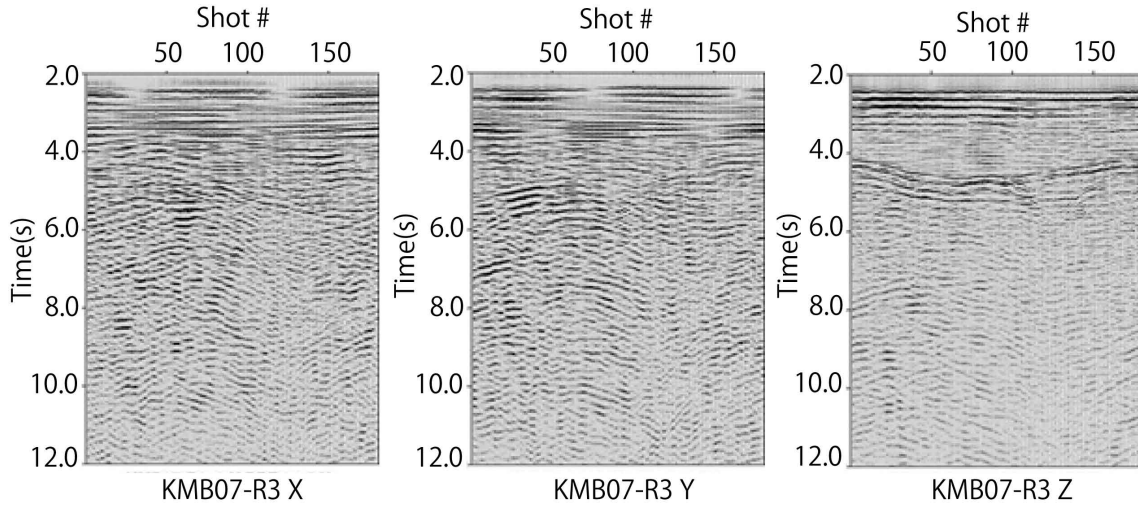


図 3-8 切り出しの結果得られた角度ごとのショットレコード (DONET KMB07 観測点で観測されたデータ)。2 秒～4 秒程度の場所に現れる連続した波群は、堆積層下部からの P-S 変換波であると推測される。

3.4 波形回転処理を用いた S 波偏向異方性解析

エアガン波形観測データから S 波偏向異方性情報を得るために、単純な波形回転処理を用いたデータ処理を実施する。具体的には、震源と観測点を結ぶ方向に振動する成分 (Radial 成分) とそれに直交する成分 (Transverse) 成分をそれぞれの震源位置で計算し、それを震源-受振点方向毎に並べた Multi-azimuth データを作成し、S 波偏向異方性の方位について検討する。本研究では、遠地地震および周囲で実施したエアガン発振の記録より推定された DONET 地震計の方位角 (中野ほか,2012) を用いて、水平動 2 成分 (X,Y 成分) から波形の回転処理を行い、Radial および Transverse 成分への変換を実施した。式 3-2 に回転処理に用いた変換式を示す。ここで、 α および θ はそれぞれ地震計 Y 成分が北からのなす角度 (時計回りを正)、震源位置-受振点位置のなす角 (時計回りを正) を表す。

$$\begin{pmatrix} T(t) \\ R(t) \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \cos(\alpha - \theta) & \sin(\alpha - \theta) \\ -\sin(\alpha - \theta) & \cos(\alpha - \theta) \end{pmatrix} \begin{pmatrix} X(t) \\ Y(t) \end{pmatrix} \quad (3-2)$$

ここで、第 2 章 5 節で概説した通り、S 波が偏向異方性を持つ媒質に入射する際に、速度の速い S 波と、速度の遅い S 波の 2 つの波に分離する S 波スプリッティング現象と呼ばれる現象が発生することがよく知られている (例えば Crampin,1981)。本項では、

観測されたデータに対してこのS波スプリッティング現象の発生を利用して簡易的にS波異方性の方向を推定し、結果を取りまとめることとする。データ処理の手順を図 3-9 のフローチャートにまとめる。

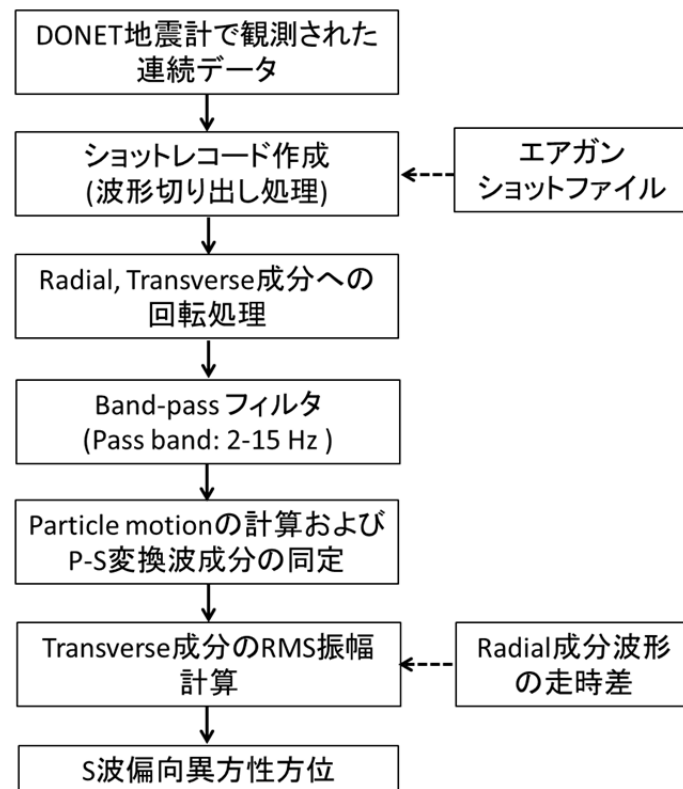


図 3-9 本項での S 波偏向異方性解析に用いたデータ処理フロー

S 波スプリッティングは、入射角の方向が S 波偏向異方性の方向と一致する時には発生せず、その際の Transverse 成分の振幅が最小化される。また、Radial 成分と Transverse 成分について、タイムウインドウごとに変位の軌跡 (particle motion) を描くことで、その波群が異方性持つ媒質を通ってきた変換波かどうか同定することができる。そこで、本項ではまず各観測点について Particle motion を作成し、変換波が確認されるおおよその走時を同定した後、Transverse 成分の RMS 振幅を震源-受振点のなす角度ごとに算出し、異方性の角度について求めた。図 3-9 は KMB07-R3 観測点について、異方性の影響が明らかな Radial, Transverse 成分の波形、その波形から計算された Particle motion を示す。

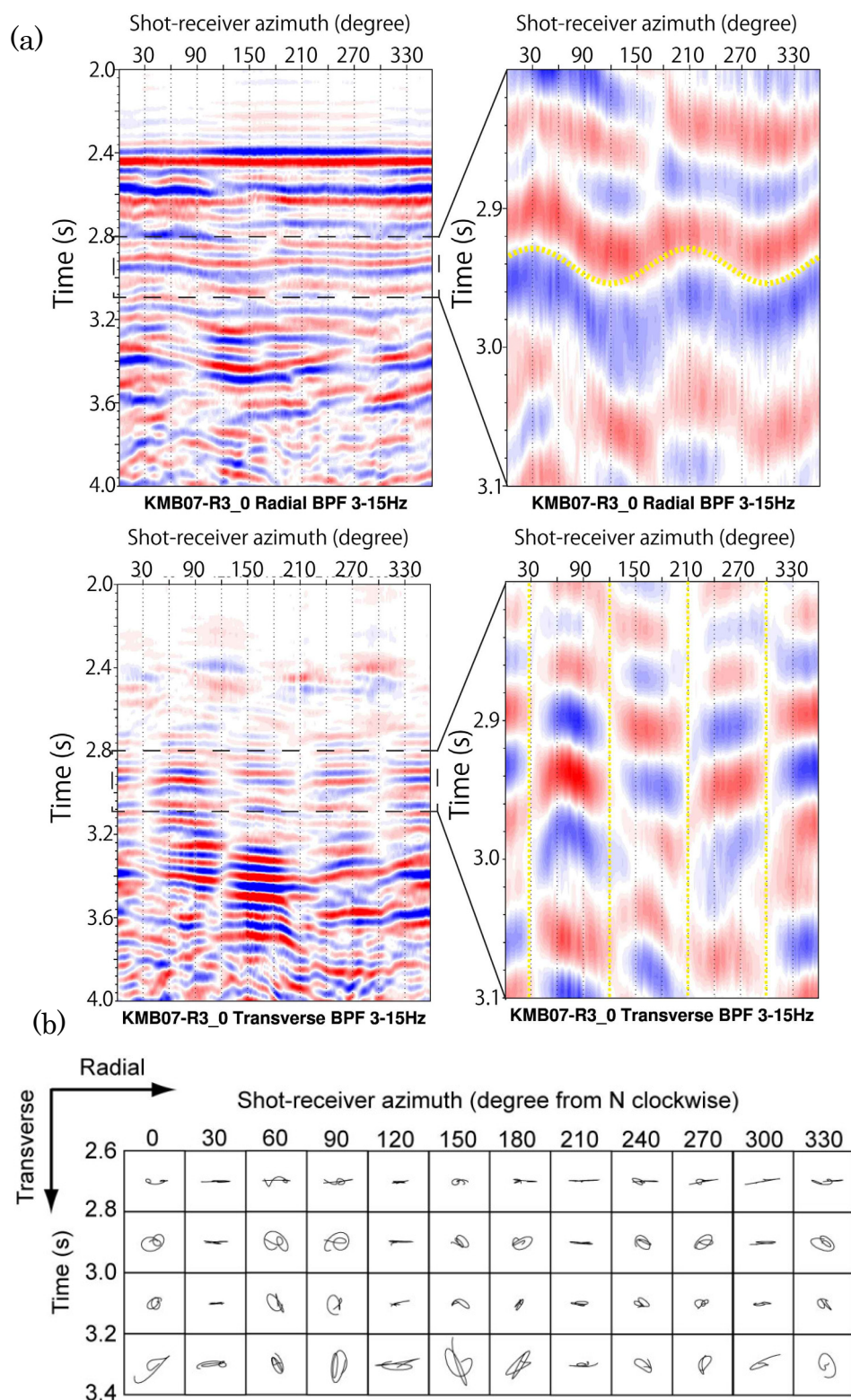


図 3-9 KMB07-R3 観測点に対するデータ処理結果 (a) 表層堆積層下部からの P-S 変換波の Radial および Transverse 波形。 (b) 異方性の影響を含む Radial および Transverse 成分から計算された Particle motion。

KMB7-R3 観測点では、 30° から 90° 間隔で Transverse 成分の RMS 振幅が最小になっていることが分かる。これらの角度が S 波偏向異方性の軸を示す。Transverse 成分の振幅はこのように 90° の任意性があり、これだけではどちらが S 波速度が速い方向であるか決めることはできない。本研究では Transverse 成分で同定された 90° 間隔の S 波異方性方向に対して、対応する Radial 成分の位相を確認し、走時が早い方を S 波速度が速い方と推定した。なお、本章では、S 波異方性の議論を、表層堆積層（海底下 1~2km 程度）までの構造にとどめるものとし、観測点の水深、構造によって異なるが、おおよそ 3 秒から 5 秒までの波形記録に対して処理を実施した。図 3-10~3-12 に解析の結果例を示す。

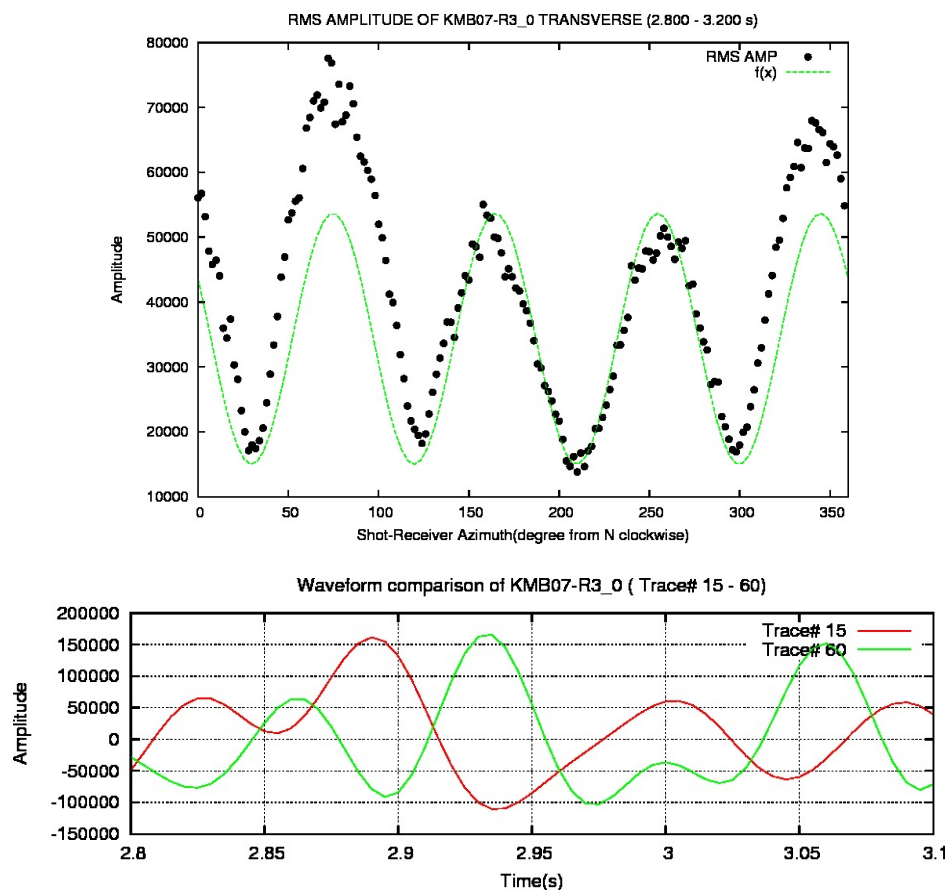


図 3-10 KMB07-R3 測線 Transverse 成分から計算された RMS 振幅の分布、および異方性方位についての Radial 成分プロット、Trace15, Trace60 はそれぞれ北から時計回りに 30° , 120° の震源-受振点方位となる。Radial 成分の位相を確認すると、Trace 15 (30°) の角度の方が Trace 60 (120°) と比較して速い走時を示すことから、 30° を S 波が早い方向として採用した。

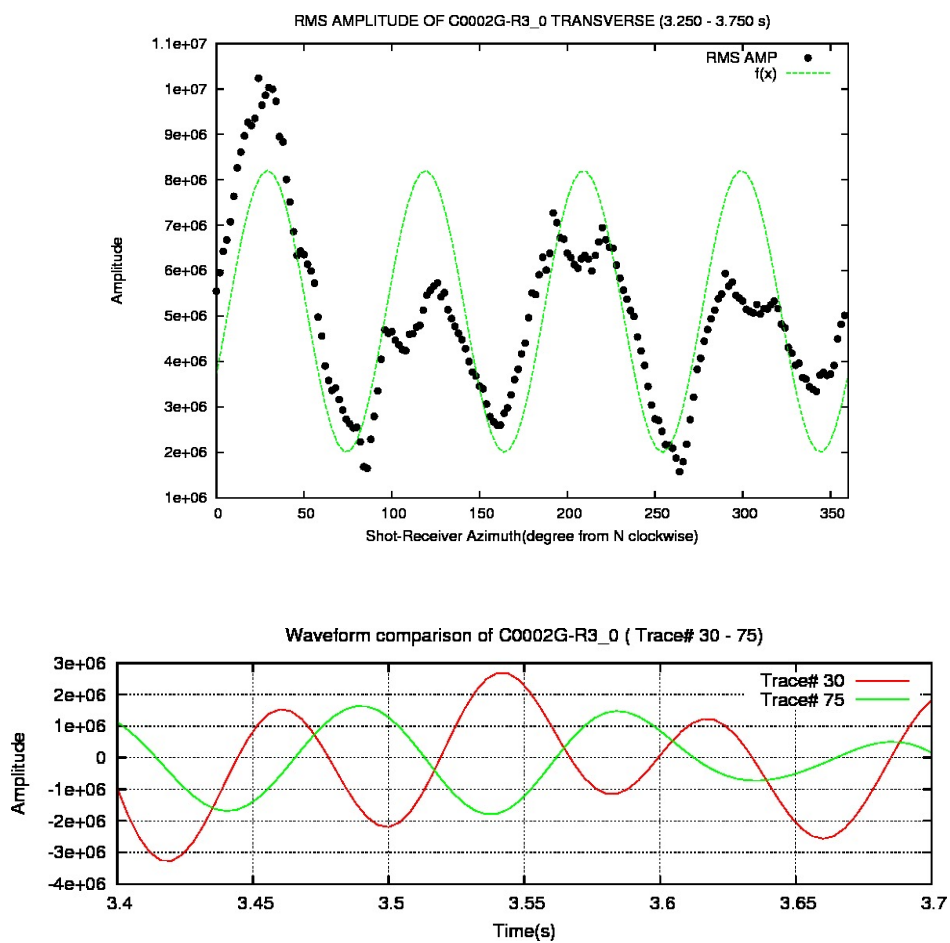


図 3-11 C0002G-R3_0 測線，孔内観測点の地震計で観測された波形より計算された Transverse 成分の RMS 振幅（上）と，対応する Radial 成分の波形記録（下）。Radial 成分の波形記録を確認し，S 波速度が速い方向を 60° と推定した。

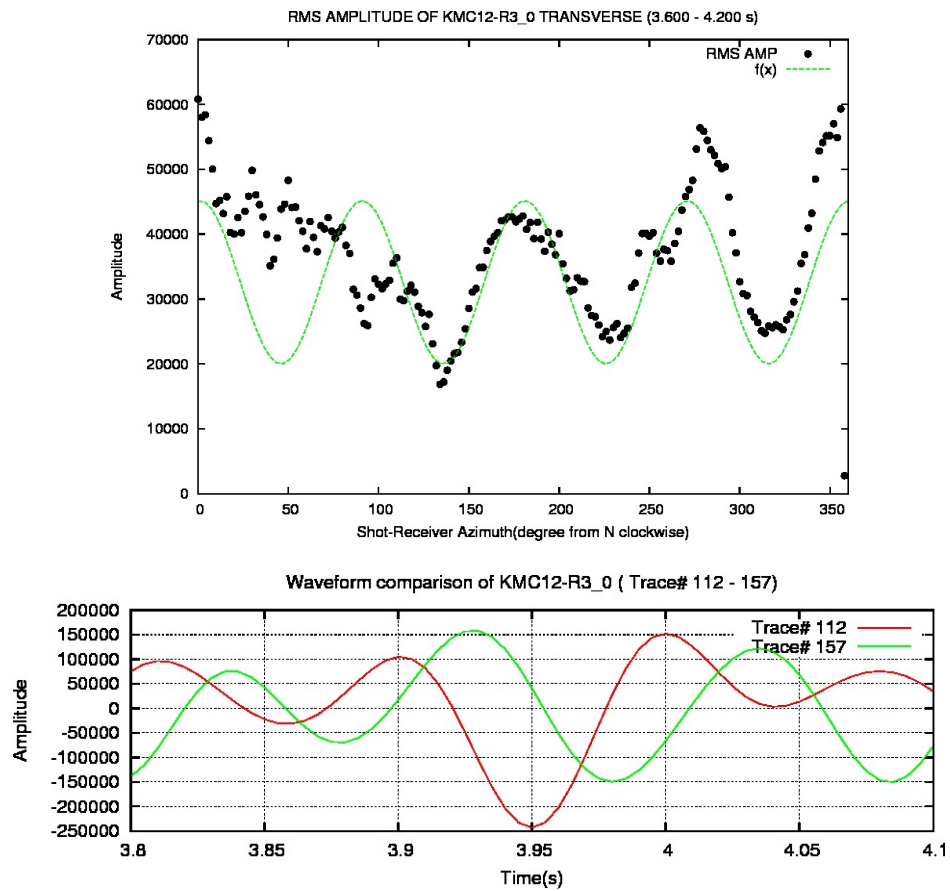


図 3-12 KMC12-R3_0 測線, DONET の海底地震計 KMC12 で観測された波形より計算された Transverse 成分の RMS 振幅 (上) と, 対応する Radial 成分の波形記録 (下)。Radial 成分の波形記録を確認し, S 波速度が速い方向を 134° と推定した。なお, Transverse 成分の 0° - 180° のトレースは海底地形の影響から明瞭な異方性のサインを示していないことから, 本データでは 180° ~ 360° のトレースで Radial 成分の比較を行った。

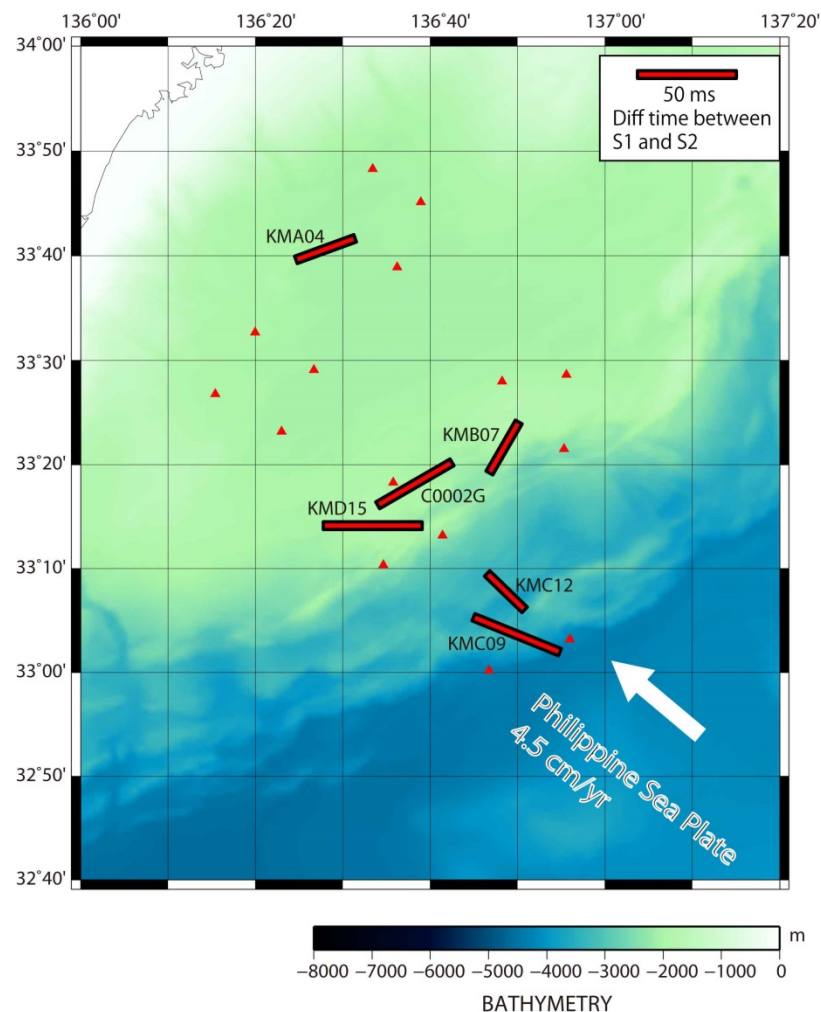


図 3-13 エアガンデータ解析の結果から推定される堆積層内の S 波異方性構造。赤いバーは向きが S 波が速い方向, 長さが速い S 波 (S1) と遅い S 波 (S2) との走時差を示す。

Transverse 成分の振幅および Radial 成分の位相を用いた簡便な処理を実施した結果, 南海トラフ熊野灘における S 波偏向異方性の方位が算出された (図 3-13)。観測された方位については, トラフ軸に違い側では, プレート沈み込み方向と同じ方向, それより北側では, プレート沈み込み方向と直交する方向が S 波速度が速い方向と推定された。これらの方向は, 水平主応力の方向と相関が高いものであり, 例えば C0002G 長期孔内観測点で得られた結果 (60°) は, 同一サイトで実施したボアホールブレイクアウト解析から得られた水平主応力の方位 ($40^\circ \sim 60^\circ$) と整合的である (Kinoshita et al., 2009; Lin et al., 2010; Lin et al., 2015)。また, 本研究の結果は, OBS で観測された変換波を用いた S 波異方性解析の結果 (Tsuji et al., 2011a)ともよく一致しており, 観測

したデータセット、得られた結果は妥当なものである。一方で、本手法で得られた解析結果は堆積層内の限られた情報であり、プレート境界面等、深部の構造の情報についてはより高度な処理手法の適用が必要である。

3.5 エアガン発振記録を用いた地震波干渉法解析

前項で実施した単純な回転処理による解析では、エアガン発振記録から深部 S 波偏向異方性を得ることは困難であった。一方で、観測波形には、深部構造由来の P-S 変換波が反射波として十分な S/N 比で確認されている。本項では、第 2 章で常時微動に適用した地震波干渉法の処理をエアガン波形に対して適用し、深部からの変換波・反射波のエネルギーを用いて S 波偏向異方性情報を得ることを試みる。

本解析では、前項と同様に海底地震計水平動 2 成分で観測された半径 3km のエアガンサークル発振による受振記録を入力データとして用いる。切り出したデータに対して地震波干渉法の処理を適用し、海底地震計での発振・受振と同等の疑似波形記録を得る。図 3-14 に本解析の処理フローを示す。なお、常時微動を用いた地震波干渉法解析結果との比較のため、エアガンのショット記録に対して常時微動の解析と同様の帯域通過フィルタ（通過帯域:1-10Hz, フラット特性:2-8Hz）を適用した。

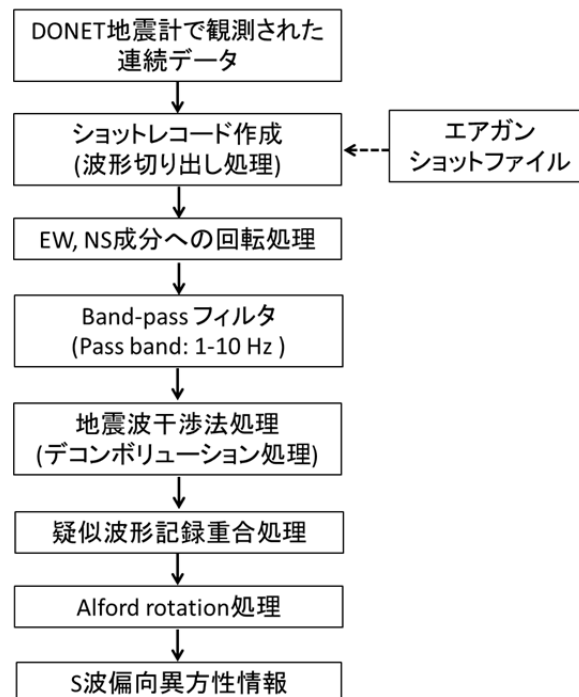


図 3-14 エアガン波形を用いた地震波干渉法による S 波偏向異方性解析の処理フロー。

エアガンデータを用いた地震波干渉法の処理として, Shiraishi et al. (2013) では海底地震計 (OBS) で観測されたデータに地震波干渉法を適用し, 得られた疑似反射波記録から P 波速度構造に対応する反射波重合断面を作成している。また, Bakulin et al. (2007) は海域 VSP 探査でのエアガン観測波形に地震波干渉法を適用し, VSP 受振器の水平動成分から S 波直達波・反射波の抽出に成功している。これら既往研究では, 地震波干渉法の処理として第 2 章で常時微動記録に用いた相互相関処理に代わりデコンボリューション処理 (Vasconcelos and Snieder, 2008a; Vasconcelos and Snieder, 2008b) が用いられることが多い。エアガン等のパルス震源においては震源関数のばらつきが疑似反射波記録に与える影響が大きい。デコンボリューション処理を用いることでエアガンの震源関数の影響を除くことが可能となり, P 波成分と比較して微弱な信号である P-S 変換波のエネルギーを効率よく抽出できる。本解析においても, これら既往研究の例と同様デコンボリューション処理を用いて観測点での発振-受振記録に対応する疑似反射波記録を計算する。水平動 2 成分 (EW 成分, NS 成分) をそれぞれ震源-受振点とする 4 成分 (4-C) 疑似反射波記録は, E (X) 方向を 1, N (Y) 方向を 2 とした場合, 以下の式を用いたデコンボリューション処理により算出される。

$$v_{11} = \sum_{k=1}^n \frac{X(s_k)X^*(s_k)}{|X(s_k)|^2 + \varepsilon \langle |X(s_k)|^2 \rangle}, \quad (3-3)$$

$$v_{12} = \sum_{k=1}^n \frac{X(s_k)Y^*(s_k)}{|Y(s_k)|^2 + \varepsilon \langle |Y(s_k)|^2 \rangle}, \quad (3-4)$$

$$v_{21} = \sum_{k=1}^n \frac{Y(s_k)X^*(s_k)}{|X(s_k)|^2 + \varepsilon \langle |X(s_k)|^2 \rangle}, \quad (3-5)$$

$$v_{22} = \sum_{k=1}^n \frac{Y(s_k)Y^*(s_k)}{|Y(s_k)|^2 + \varepsilon \langle |Y(s_k)|^2 \rangle}, \quad (3-6)$$

4-C 成分記録の対応は式(2-2) (第 2 章参照)で示した通りであり, 例えば, V_{12} は EW 方向の震源による NS 方向の受振記録となる。ここで, $X(s_k)$, $Y(s_k)$ はそれぞれ k 番目のショット (全 n ショット) による EW 成分, NS 成分の受振記録の周波数領域での表記である。式中のアスタリスクは複素共役を示す。また, ε はデコンボリューション解析の安定を高めるための安定化パラメータである。本解析では, 北から 2° 間隔でエアガンを発振した全 180 ショット (記録長 40 秒) の半径 3km のサークル発振データを入力データとして用いた。入力データである各ショットトレースに対してデコンボリューション処理を実施し疑似反射波記録 (記録長 20 秒) を計算した後, 全 180 トレースの結

果を重合することで最終的な 4-C 疑似反射波記録を作成した。なお、本解析では安定化パラメータ $\varepsilon = 0.03$ として計算を実施した。

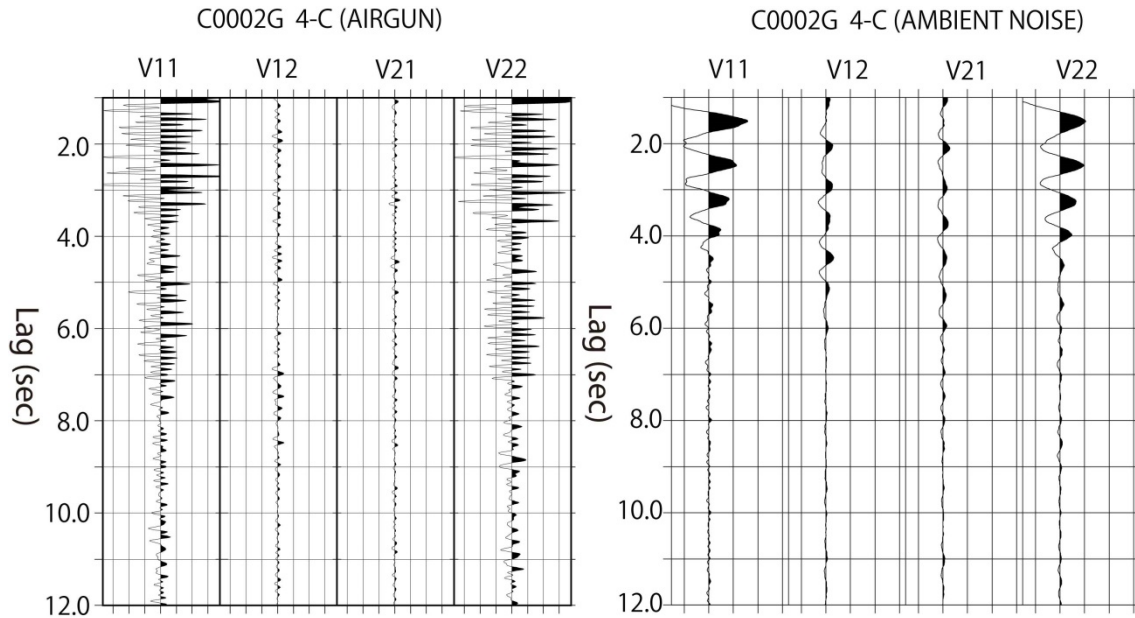


図 3-15 C0002G 観測点におけるエアガン記録より得られた Alford Rotation 前の疑似反射波記録（左）と常時微動記録より得られた Alford Rotation 前の疑似反射波記録（右）の比較（図 2-13(b)より再掲）。

図 3-15 に得られた疑似反射波記録例（C0002G 孔内観測点）を示す。エアガン波形による 4-C 疑似反射波記録は常時微動波形から得られた疑似反射波記録と大きく異なる様相を示す。エアガン波形の卓越周波数が 6-8 Hz 程度であるのに対して、解析に用いた常時微動の卓越周期は 1-2 Hz 程度であり、この周波数成分の違いが、大きな差異として現れている。また、エアガン疑似反射波記録上では、対角成分（V11 および V22）では 8 秒程度まで連続的にイベントが確認できるが、常時微動による疑似反射波記録では、5 秒以降はほとんどイベントが確認できない。図 3-2 で示した速度モデルで反射波走時を簡単に検討すると、堆積層を通る反射波は 3 秒付近に、プレート境界からの反射波は 5.5~6.0 秒付近に現れるはずである。これは、エアガンによる疑似反射波記録に深部からの S 波反射波が含まれる可能性を示す。一方で、イベントは連続しており、偽像も含まれることから、各々の反射波位相を正確に同定することは難しい。また、エアガン疑似反射波記録の非対角成分（V12 および V21）は、常時微動による疑似反射波記録の物と比較して振幅が小さく、対角成分の最大値で正規化した場合 1/4 程度の振幅となる。

エアガン波形から得られた 4-C 疑似反射波記録に対して、第 2 章と同様 Alford rotation (Alford, 1986) を適用し S 波偏向異方性解析を試みた。堆積層内の反射波を

3.0 秒，付加体を通るプレート境界の反射波を 5.5 秒と仮定し，それぞれの計算に用いる時間ウインドウを 0.5-3.0 秒の間で変化させながら S 波偏向異方性の強度と角度を求めた。表 3-1 に得られた異方性の方位，強度の一覧を示す。得られた結果は，ウインドウ長の違いによるばらつきが大きい。付加体内部を通る深部反射波を対象とした解析では，ウインドウ長の違いにより $37^{\circ} \sim 133^{\circ}$ と非常に大きなばらつきを示す。また，堆積層内を対象とした解析については，本解析結果では $118^{\circ} \sim 167^{\circ}$ の範囲の値となった。この結果は，同一孔内で実施したボアホールブレイクアウトの結果 (Kinoshita et al., 2009; Lin et al., 2010)，および第 2 章で得られた常時微動を用いた解析結果 ($40^{\circ} \sim 60^{\circ}$) と大きく異なっている。図 3-15 の波形から推察できるように，仮想震源ダイポールに直交する成分の地震動エネルギーは平行成分に比較し極めて大きく，本解析結果では，S 波異方性情報がノイズに埋もれてしまった可能性を否定できない。さらに，異方性強度についても，表 3-1 から明らかな通り，ウインドウ長とともに増大し，ノイズの影響を受けていることを示唆している。これらの結果はエアガン震源から発生した P 波の，海底下反射面における S 波への変換のエネルギーが小さく，4-C 成分疑似反射波記録において十分な S/N 比を得ることができなかったこと，そして弱い S 波偏向異方性を仮定する処理である Alford Rotation 法の適用妥当性の確認が必要であることを意味する。

表 3-1 Alford rotation 処理の結果得られた異方性方位および強度

| 時間ウインドウ(s) | 堆積層 (3.0秒) | | 付加体 (5.5秒) | |
|------------|------------|--------|------------|--------|
| | 方位(deg.) | 強度 (%) | 方位(deg.) | 強度 (%) |
| 0.5 | 118.0 | 0.1 | 37.0 | 0.1 |
| 1.0 | 154.0 | 2.0 | 130.0 | 3.1 |
| 1.5 | 156.0 | 2.1 | 133.0 | 3.1 |
| 2.0 | 167.0 | 2.7 | 44.0 | 6.3 |
| 2.5 | 149.0 | 2.7 | 47.0 | 6.3 |
| 3.0 | 160.0 | 2.7 | 42.0 | 6.4 |

本項で実施したエアガン波形を用いた地震波干渉法の処理では，対角成分の疑似反射波記録については深部からの S 波反射波の再現性をある程度確認できた。一方で，S 波速度異方性により発生する qSH 波である擬似ダイポール震源のダイポールに直交する非対角成分については，エアガン波形を用いた地震波干渉法処理では十分な S/N 比を持つ疑似反射波記録を得ることができなかった。また，Thomsen (2002)では，HTI の水平回転軸の方位が深度方向の関数となる際に，Alford Rotation 法が適用できないことを指摘している。既に第 2 章および本章で議論した通り，海底下浅部の S 波速度異方性の存在も確認されており，地下浅部の S 波速度異方性の影響を考慮する必要もある。深部の S 波異方性解析を実施するためには，ショットレコードの反射波・変換波成分を

さらに S/N 比を高めて推定するデータ取得方法および浅部の S 波速度異方性の影響を考慮し、弱い異方性を仮定しない解析手法が必要である。

3.6 結言

本章では南海トラフ地震発生帯における応力分布を推定するために実施した DONET 地震計およびエアガン発振を用いた S 波偏向異方性探査について述べた。本章での解析の結果、地震計水平動 2 成分で観測されたエアガン波形の Radial および Transverse 成分には海底下の S 波異方性構造の存在を強く示す特徴が含まれることを確認した。また、Radial, Transverse 成分の RMS 振幅、選択波形を用いた簡便なデータ処理により表層堆積層の S 波速度が速い方向が得られることを確認した。しかしながら、本章において得られた解析結果はごく簡単な処理手法の適用によるものであり、得られた結果は表層堆積層を対象としたものに限られる。S 波偏向異方性の強度、さらには応力分布の広範囲での空間分布を議論するには十分でない。深部 S 波偏向異方性情報を得ることを目的として、エアガン波形の地震波干渉法処理により得られた 4-C 疑似反射波記録への Alford rotation 解析の適用性についても検討した。その結果、深部の S 波偏向異方性の方向、強度を定量的に得るためには、地下浅部の S 波偏向異方性の影響を抑え、qSH 成分を S/N 比を高めて推定する新たな手法が必要であることを確認した。Alford Rotation 法により安定した解が得られるが、必ずしも真の解が得られるとは限らない (Thomsen, 2002)。本章の結果は、回転軸が深度により変化する場合や、反射波のエネルギーが小さいなど S/N 比に問題のある場合についてさらなる解析手法の検討が必要であることを示唆している。次章では、この広範囲の応力分布の議論に向けて、深度ごとの S 波偏向異方性の方位・強度も含め、S/N 比を高めて定量的に解析する手法について述べる。

参考文献

1. Alford, R. M., 1986, Shear data in the presence of azimuthal anisotropy: Dilley, Texas, 56th Annual International Meeting, SEG, Expanded Abstracts, 86, 81-82.
2. 荒木英一郎, 2012, 海底地震津波ネットワークにおける精密時刻基準の実現, JAMSTEC INNOVATION News, vol. 14, 6-7.
3. Bakulin, A., Mateeva, A., Calvert, R., Jorgensen, P. and Lopez, J., 2007, Virtual

- shear source makes shear waves with air guns, *Geophysics* 72, no. 2, A7-A11.
4. Castagna, J. P. M. L. Batzle, R. L. Eastwood, R., 1985, Relationships between compressional-wave and shear-wave velocities in elastic silicate rocks, *Geophysics* 50: 571–581. doi:10.1190/1.1441933.
 5. Kamei, R., Pratt, G., and Tsuji, T., 2012, Waveform Tomography Imaging of a Megasplay Fault System in the Seismogenic Nankai Subduction Zone, *Earth Planet. Sci. Lett.* 317-318, 343-353.
 6. Kinoshita, M., Tobin, H., Ashi, J., Kimura, G., Lallemand, S., Screatton, E.J., Curewitz, D., Masago, H., Moe, K.T., and the Expedition 314/315/316 Scientists, 2009. *Proc. IODP, 314/315/316: Washington, DC (Integrated Ocean Drilling Program Management International, Inc.)*. doi:10.2204/iodp.proc.314315316.200.
 7. Lin, W., Doan, M. L., Moore, J. C., McNeill, L., Byrne, T. B., Ito, T., Saffer, D., Conin, M., Kinoshita, M., Sanada, Y., Moe, K., T., Araki, E., Tobin, H., Boutt, D., Kano, Y., Hayman, N. W., Flemings, P., Huftile, G., J., Cukur, D., Buret, C., Schleicher, A., M., Efimenko, N., Kawabata, K., Buchs, D., M., Jiang, S., Kameo, K., Horiguchi, K., Wiersberg, T., Kopf, T., Kitada, K., Eguchi, N., Toczko, S., Takahashi, K., and Kido, Y., 2010, Present-day principal horizontal stress orientations in the Kumano forearc basin of the southwest Japan subduction zone determined from IODP NanTroSEIZE drilling Site C0009: *Geophysical Research Letters*, 37, no. 13, L13303.
 8. Lin, W., Byrne, T. B., Kinoshita, M., McNeill, L. C., Chang, C., Lewis, J. C., Yamamoto, Y., Saffer D. M., Moore, J. C., Wu, H., Tsuji, T., Yamada, Y., Conin, M., Saito, S., Ito, T., Tobin, H. J., Kimura, G., Kanagawa, K., Ashi, J., Underwood, M. B., Kanamatsu, T., 2015, Distribution of stress state in the Nankai subduction zone, southwest Japan and a comparison with Japan Trench, *Tectonophysics*, in press, doi:10.1016/j.tecto.2015.05.008.
 9. 中野 優, 利根川 貴志, 金田 義行, 2012, 地震動波形から推定した DONET 地震計の方位, *JAMSTEC Rep. Res. Dev*, 15, 77-89
 10. Shiraishi, K., Fujie, G., Sato, T., Abe, S., Asakawa, E., Kodaira, S., 2013, Deep crustal reflection imaging by applying seismic interferometry to common receiver gathers of marine wide-angle seismic data, *Proceedings of the 11th SEGJ International Symposium*, doi: 10.1190/segj112013-008.
 11. Thomsen, L, 2002, Distinguished Instructor Series-Understanding Seismic Anisotropy in Exploration and Exploitation, *Society of Exploration Geophysicists*, 253pp., doi: <http://dx.doi.org/10.1190/1.9781560801986>.

12. Tsuji, T., Dvorkin, J., Mavko, G., Nakata, N., Matsuoka, T., Nakanishi, A., Kodaira, S., and Nishizawa, O., 2011a, Vp/Vs ratio and shear-wave splitting in the Nankai Trough seismogenic zone: Insights into effective stress, pore pressure and sediment consolidation, *Geophysics* 76, no. 3, WA71-WA82.
13. Tsuji, T., Hino, R., Sanada, Y., Yamamoto, K., Park, J. O., No, T., Araki, E., Bangs, N., Huence, R., Moore, G., Kinoshita, M., 2011b, In situ stress state from walkaround VSP anisotropy in the Kumano basin southeast of the Kii Peninsula, Japan. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 12.
14. Vasconcelos, I. and Snieder, 2008a, Interferometry by deconvolution, Part 1- Theory for acoustic waves and numerical examples, *Geophysics*, 73, S115-S128.
15. Vasconcelos, I. and Snieder, 2008b, Interferometry by deconvolution: Part 2 – Theory for elastic waves and application to drill-bit seismic imaging, *Geophysics*, 73, S129-S141.

第 4 章 地層ごとに異なる性質を持つ媒質での S 波 偏向異方性解析

4.1 緒言

前章では、南海トラフ巨大地震発生域で実施したエアガン、海底地震計ネットワークを用いた海底下の S 波偏向異方性構造探査、およびその結果が示す表層堆積層の S 波異方性構造について述べた。一方で、プレート沈み込み帯などの複雑な力学環境下にある地殻構造においては、深度ごとに異なる方向・強度を持つ水平差応力分布、それに伴う S 波偏向異方性分布を示す可能性が高く、従来の手法では、水平差応力の空間分布の議論は困難である。

深度ごとの S 波偏向異方性をするためのアプローチとしては、双極子震源で偏波発震された S 波のエネルギーが偏波面直交方向に漏れ出す現象を利用するクロスダイポール震源・受振データを利用した回転処理である *Alford rotation* (Alford, 1986) に準じた手法が一般的に利用されている。Thomsen et al. (1999) では、層ごとに S 波偏向異方性が異なるモデルについて、表層から順次、各層の S 波偏向異方性の方位、強度を算出し、異方性の影響を除去していく *Layer stripping* と呼ばれる処理を繰り返すことで層ごとの S 波偏向異方性を推定することに成功している。一方で Thomsen の方法はあくまでも地表面で観測されたゼロオフセットの記録を対象としており、本研究で取得した震源位置が受振点位置よりオフセットを持つデータに対しては適用できない。さらには、震源位置の誤差、構造の三次元性の影響などによる走時のばらつきの影響もゼロオフセット記録と比較して大きく、安定した解析は既往の手法では困難である。

そこで、本章では、新たに「異方性センブランス」の概念を提案し、さらには、*Layer stripping* 処理と組み合わせて、震源・受振点オフセットを持った記録、かつある程度走時のばらつきがある記録に対しても深度に対応する層ごとの S 波偏向異方性構造を得る手法を開発した。本章では、新たに開発した手法の詳細について述べた後、一部の観測データに対して手法を適用した結果について述べ、手法の有効性を評価する。

4.2 データ処理手法

S 波偏向異方性を持つ媒質に S 波が入射する際には、S 波スプリッティング現象による波の分離が発生することは第 3 章で述べた通りであるが、層ごとに異なる異方性方向、強度を持つ場合、海底下・地表で観測される最終的な観測波形は、これら全ての層の異

方性の影響を含むものとなる。地表で実施するクロスダイポール震源・多成分受振点を用いた観測では、異方性の剥ぎ取りと Alford rotation (Alford, 1986) を複合した手法 (Thomsen et al., 1999) が提案され、一般的に利用されているが、本研究で取得した海面発振、海底面受振での Multi-azimuth データセットに対しては、これらの手法を直接的に適用することはできない。そこで、本研究では、新たに「異方性センブランス」の概念を導入し、Thomsen et al. (1999) の方法を拡張した Layer stripping 法と組み合わせることで深度ごとの異方性を算出する手法を考案した。

4.2.1 異方性センブランス

本項では、新たに導入する異方性センブランスについて説明する。なお、本項では、簡単のため震源、受振点はそれぞれ地表（海底面）に存在する仮定での議論とし、地層の異方性構造は HTI と仮定して議論を進めるものとする。また、以降、異方性の強度・方向を合せて異方性パラメータと記載する。

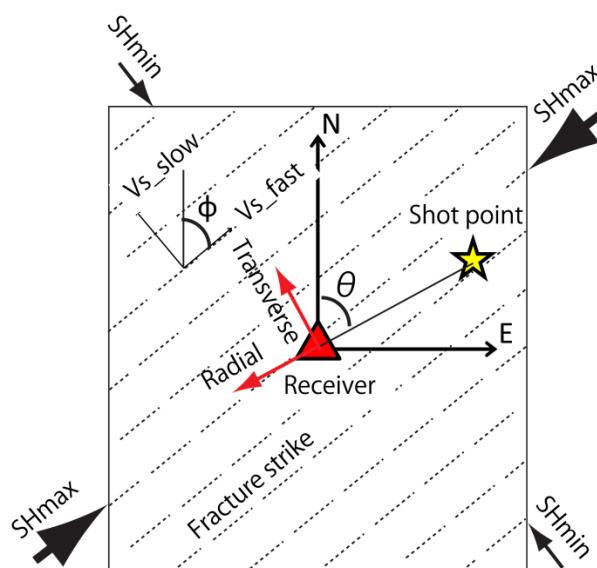


図 4-1 S 波偏向異方性と水平主応力，および観測ジオメトリとの関係模式図。

$$R(t, \theta) = \bar{A}(t) + \Delta A(t) \cos[2(\theta - \phi)], \quad (4-1)$$

$$T(t, \theta) = \Delta A(t) \sin[2(\theta - \phi)], \quad (4-2)$$

$$\bar{A}(t) = \frac{1}{2}[A(t) + A(t - \tau)], \quad (4-3)$$

and

$$\Delta A(t) = \frac{1}{2}[A(t) - A(t - \tau)], \quad (4-4)$$

図 4-1 に示す観測ジオメトリの模式図では、**Radial** 成分、**Transverse** 成分はそれぞれ式 4-1～4-4 で示される計算式で表現される (Bale et al., 2013)。R, T はそれぞれ、**Radial**, **Transverse** 成分を表し、A は震源関数を表す。また、 θ は北をゼロとした時に、受振点から見た震源の方向より時計回りを正として表す。 ϕ は異方性パラメータの内、S 波速度が速い方向、 τ は速い S 波と遅い S 波の間の走時差、異方性パラメータの内の異方性強度を示す。ここで、**Radial** 成分について着目すると、異方性強度が小さい場合には、**Radial** 成分上での異方性媒質を通る反射波は、見かけ上、震源-受振点のなす角を横軸、走時を縦軸とした場合、振幅はサインカーブに似た振幅変化を示すものとなる (図 4-2)。このサインカーブの振幅、位相を明らかにすることで、異方性の強度、方向に直接的に得ることができる。一方で、このサインカーブ的な変動は、異方性強度が強い時には矩形波的な変動に変化する (図 4-3)。図 4-4 には異方性の強度と **Radial** 成分の振幅ピークの関係を示す。本手法では、異方性強度によらず安定的に異方性パラメータを得るために、異方性カーブを矩形波としてモデル化すると共に、サインカーブに近い変遷部については計算領域から除外することで異方性センブランスの計算を定義した。異方性センブランスは式 4-5～4-6 で示す。

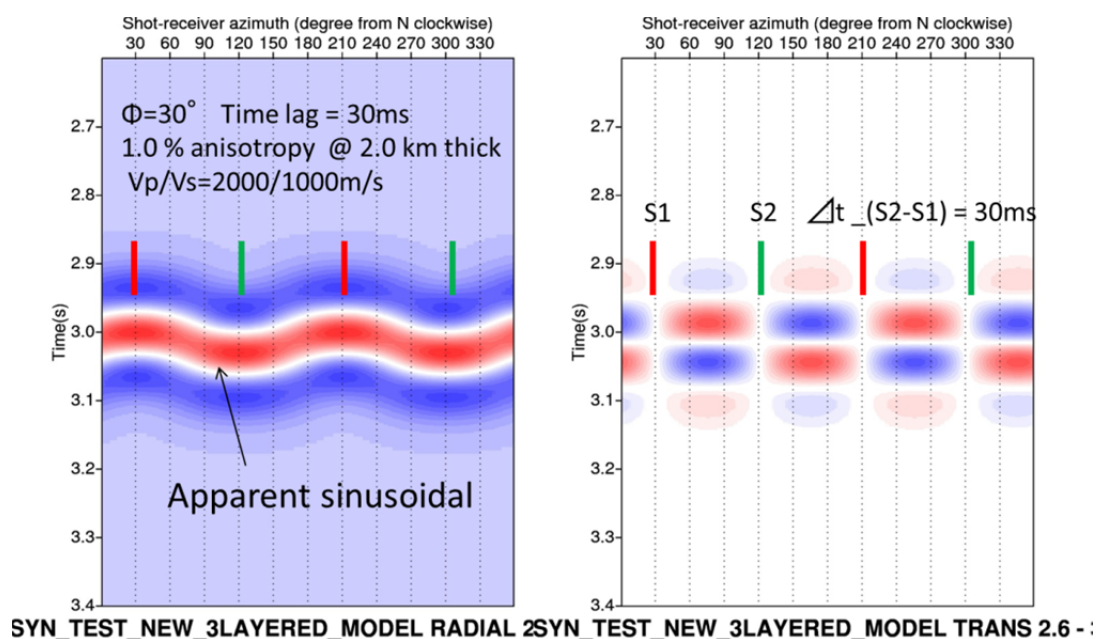


図 4-2 異方性強度が小さい場合 (1%) の時の Radial, Transverse 成分の波形, 振幅の大きい Radial 成分の変動が見かけ上サインカーブになる。S 波が速い方向を S1 (赤), S 波が遅い方向を S2 (緑) で示している。

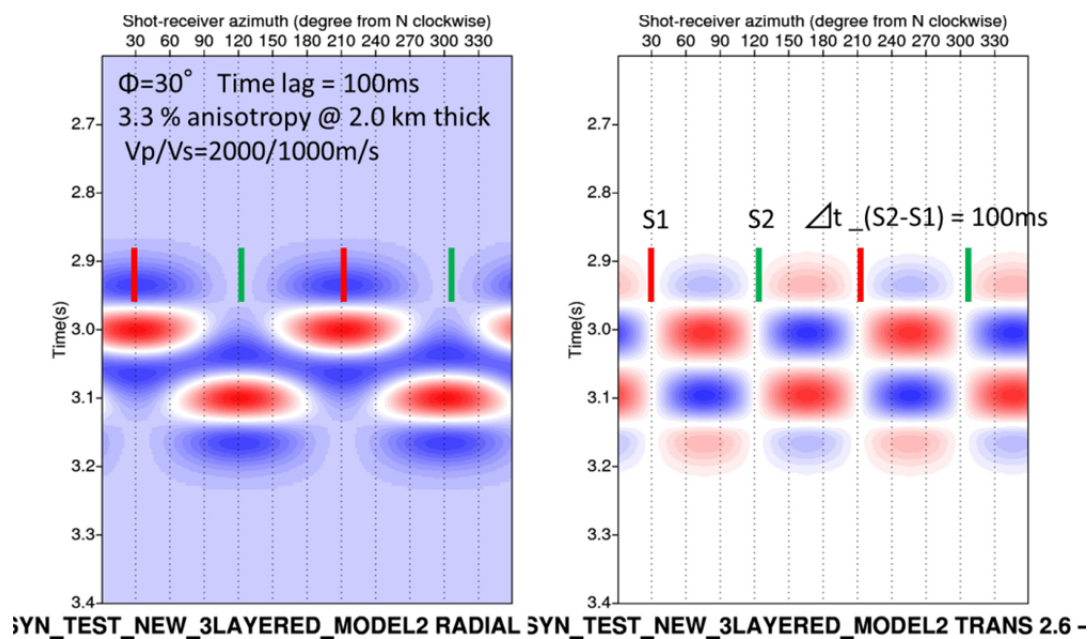


図 4-3 異方性強度が大きくなった (3%) 時の Radial, Transverse 成分の波形, Radial 成分の変動が見かけ上サインカーブではなく, 矩形波的に振幅が変化していることが確認できる。S 波が速い方向を S1 (赤), S 波が遅い方向を S2 (緑) で示している。

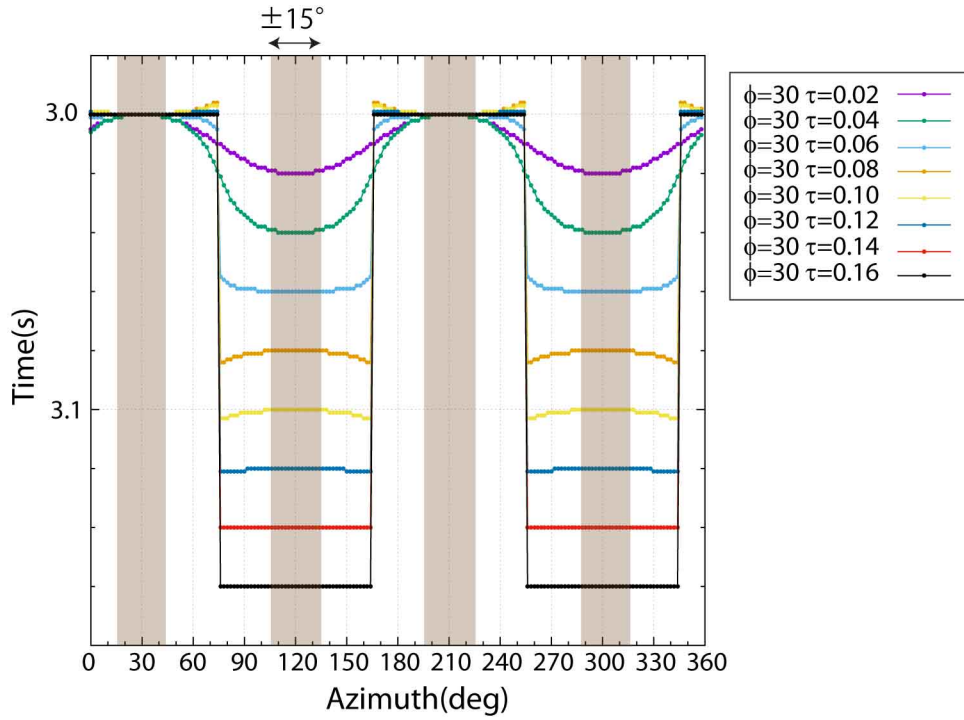


図 4-4 異方性強度と，Radial 成分の振幅ピーク変化の関係，異方性強度が大きければ大きいほど，Radial 成分の振幅ピークの変動は矩形波的になる。茶色で示した区間は，見かけ上矩形波的に変動するおおよその区間を示す。異方性方向を中心として， $\pm 15^\circ$ の区間では，Radial 成分の振幅のピークは異方性の強度によらず矩形波的に変動している。なお，速度モデルは図 4.2 および図 4.3 と同様のものを利用した。

$$S(\tau, \phi) = \max\left(\sum_{\theta=0}^{2\pi} R(t + \tau'(\theta), \theta)\right), \quad (4-5)$$

$$\tau'(\theta) = \begin{cases} 0 & (\phi - \Psi < \theta < \phi + \Psi) \\ \tau & (\phi + \pi/2 - \Psi < \theta < \phi + \pi/2 + \Psi) \\ 0 & (\phi + \pi - \Psi < \theta < \phi + \pi + \Psi) \\ \tau & (\phi + 3/2\pi - \Psi < \theta < \phi + 3/2\pi + \Psi) \\ 0 & (Otherwise) \end{cases}, \quad (4-6)$$

ここで， S は異方性センブランス， Ψ は異方性センブランスを計算する際に用いた矩形波計算の幅を示すパラメータであり，想定される S 波異方性強度によりあらかじめ指定するものである。 Ψ の値が小さい場合は，異方性強度が小さく振幅のばらつきがサインカーブに近づくときには誤推定の要因となるが，センブランスを計算するためのトレーススタック数は多くなり，ノイズに強い計算となる。一方で，大きな値を設定する場合

は、異方性強度によらずに安定して解析結果を求めることができるが、トレース数が少なくなり、ノイズに弱い解析となってしまう。本研究では、 Ψ の幅はある程度試行錯誤的に、最も安定する値をモデルごとに与えた。また、異方性センブランスは、ある一定の時間ウインドウごとに計算されるが、ウインドウ端の打ち切り誤差の影響を最小限とするため、ウインドウの中心を最大化するような下記式 4-7 で示されるナットール窓関数 (Nuttall, 1981) を解析区間に作用させて計算を進めることとした。また、窓関数を作用させるため、解析に用いる時系列の幅は各層の異方性の影響を反映した十分な長さとする必要がある。

$$N(t) = 0.355768 - 0.487396 \cos 2\pi t + 0.144232 \cos 4\pi t - 0.012604 \cos 6\pi t \quad (4-7)$$

4.2.2 地層ごとの異方性センブランス解析

本手法では、異方性センブランスを層ごとに算出するために、Alford rotation および Layer stripping 法を拡張した新たな剥ぎ取り手法を導入した。解析の手順を以下にフロー的にまとめる。剥ぎ取り解析の性質上、解析は表層の第 1 層から第 N 層まで深度方向に順次解析を実施し、各層の異方性パラメータを算出する。入力データは、Radial, Transverse 成分それぞれについて、震源-受振点のなす角が北から時計回りに 360° 同一間隔で分布し、それぞれの角度についてトレースを持つ Multi-azimuth のデータセットを用いる。

第 N 層について、下記のデータ処理を実施する。

Step 1.

第 N 層下部からの反射波を含む時間ウインドウについて、異方性センブランス (式 4-5 および式 4-6) を計算し、異方性センブランスが最大となる異方性パラメータ (異方性方位, 強度) を算出する。求められた異方性角度を北から時計回りで ϕ , 各トレースの北からの回転角を θ とする。

Step 2.

Radial, Transverse 成分の各トレースを Step1 で得られた異方性角度と震源-受振点方向が一致するように回転させる。Radial, Transverse 成分の各トレースを $R(t, \theta)$, $T(t, \theta)$ と表現した場合、Alford rotation を拡張した以下の式で回転処理を実施する。

$$R'(t, \theta + \frac{\pi}{4}) = R(t, \theta + \frac{\pi}{4}) \cos^2(\theta - \phi) + R(t, \theta) \sin^2(\theta - \phi) + 0.5 \sin 2(\theta - \phi) (T(t, \theta) - T(t, \theta + \frac{\pi}{4})) \quad (4-8)$$

$$T'(t, \theta + \frac{\pi}{4}) = -T(t, \theta + \frac{\pi}{4}) \cos^2(\theta - \phi) - T(t, \theta) \sin^2(\theta - \phi) + 0.5 \sin 2(\theta - \phi) (R(t, \theta) - R(t, \theta + \frac{\pi}{4})) \quad (4-9)$$

$$T'(t, \theta) = T(t, \theta) \cos^2(\theta - \phi) + T(t, \theta + \frac{\pi}{4}) \sin^2(\theta - \phi) + 0.5 \sin 2(\theta - \phi) (R(t, \theta) - R(t, \theta + \frac{\pi}{4})) \quad (4-10)$$

$$R'(t, \theta) = R(t, \theta + \frac{\pi}{4}) \sin^2(\theta - \phi) + R(t, \theta) \cos^2(\theta - \phi) - 0.5 \sin 2(\theta - \phi) (T(t, \theta) - T(t, \theta + \frac{\pi}{4})) \quad (4-11)$$

R' , T' はそれぞれ異方性方向に合うように回転した **Radial**, **Transverse** 成分を表す。
 $R'(t, \theta)$ が S 波速度が速い方向, $R'(t, \theta + \pi/4)$ が遅い方向となるように回転する。

Step 3.

各トレース異方性強度の影響を差し引く。異方性強度 τ とした場合, $R'(t, \theta + \pi/4)$ のトレースに対して, 走時遅れ τ 分の時間を戻す時間シフトを与えることで, 異方性の影響を除去する。具体的には, 各トレース毎に, $R'(t, \theta + \pi/4)$ を下記に置き換えることで異方性の影響を除去したトレースが得られる。

$$R'(t + \tau, \theta + \frac{\pi}{4}) \quad (4-12)$$

Step 4.

回転・異方性の影響を除去したトレースを元の角度に戻す回転処理を実施する。式 4-7 の右辺 R, T , をそれぞれ Step3 までで得られた R', T' に置き換え, $\theta - \Phi$ を $\Phi - \theta$ に置き換えることで, N 層目の異方性の影響を除去したトレースが得られる。

上記 Step1-4 を第 1 層から各層毎に実施していくことで, 各層の異方性角度, 強度を個別に求めることができる。次項では, 本手法の妥当性を確認するために, 数値計算による検討を行う。

4.3 数値計算による手法妥当性の検討

前項までで提案した手法の妥当性を検討するために、層構造異方性モデルを用いた数値計算を実施した。数値計算は、以下の2種類の計算を実施した。一つは深度方向で異方性の異なる構造をもつ多層構造モデルに対して、地表面での発振、受振を想定した単純な理論式を適用したもの。もう一つは、実際の観測データの比較のため、震源位置の誤差を与えた異方性モデルに対して三次元弾性波動シミュレーションを用いて評価を実施したものである。以下に詳細について述べる。

4.3.1 単純な異方性層構造モデルと理論式を用いた数値計算

本項では、単純な3層構造の異方性モデルおよび理論式を用いた数値計算について述べる。本数値計算では、Radial, Transverse 成分の波形計算には、式 4-1~4-5 および Alford rotation の式を用いて計算を実施した。また、震源関数としては、中心周波数 6Hz のリッカーウェーブレット (Ricker, 1944) を用いた。図 4-5 に、数値計算に用いた単純な水平成層構造の異方性モデルを示す。また、図 4-6 に計算の結果得られた Radial, Transverse 成分の波形を示す。2層目以降に対応する波形では、それより上層の異方性構造の影響が確認できる。

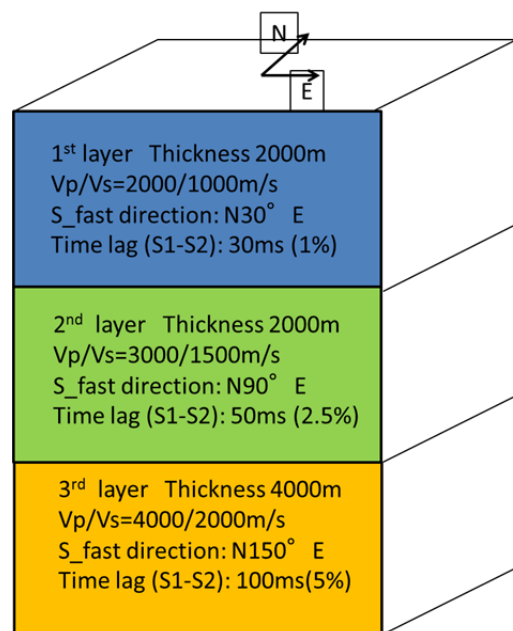


図 4-5 数値計算に用いた異方性層構造モデル(3層構造)

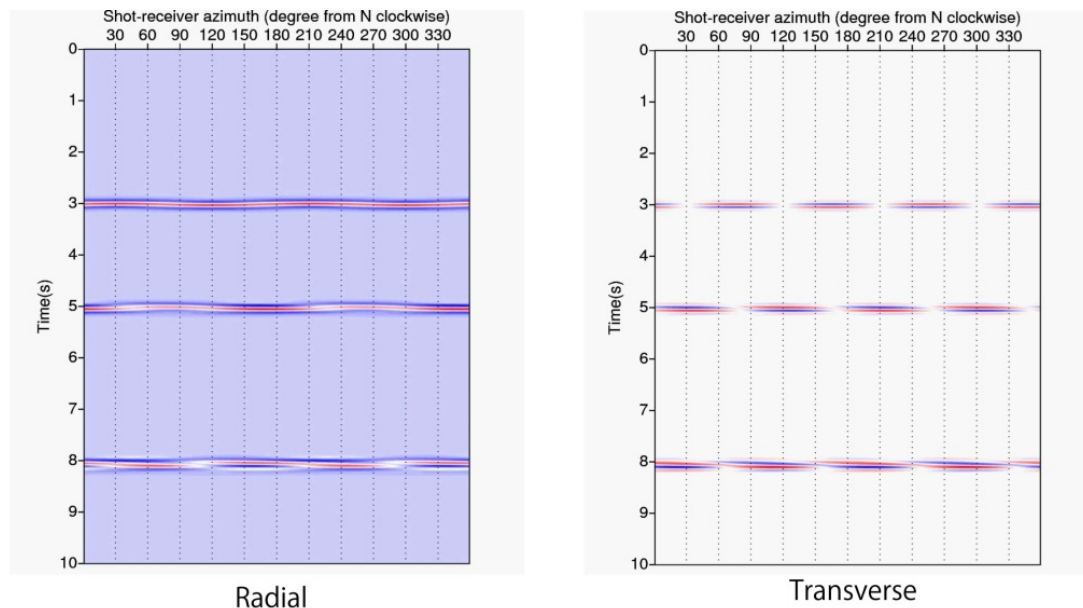


図 4-6 モデルから得られた **Radial**, および **Transverse** 波形記録

ここで, 図 4-7 に 1 層目の解析に用いた **Radial**, **Transverse** の波形を拡大して示す。図 4-8 は 2 層目の解析に用いた **Radial**, **Transverse** 成分, および図 4-9 は 3 層目の解析に用いた **Radial** および **Transverse** 成分を示す。さらに, 図 4-10 には解析の結果得られた異方性センブランスと求められた異方性パラメータ (異方性方位, 強度) を示す。

解析の結果, 1 層目の異方性方向は, 北から 30° の方向が S 波速度が速い方向, その強度は 30ms と算出され, モデルとよく一致する値が得られた。次に, 第 2 層の解析を実施したが, 第 2 層の解析前には第 1 層の異方性の影響を除去しており, 第 1 層に対応する 3 秒付近の波形は **Radial** 成分では方位, 時間によらず一定の振幅, **Transverse** 成分については振幅がゼロになっていることが確認できる。第 2 層を対象として, 時間ウインドウ 4-6 秒で計算を実施した結果, 第 1 層と同様に, モデルと対応した値, S 波速度が速い方向が北から時計回りに 90° , 異方性強度が 50ms という値が得られた。最後に, 第 3 層についても同様の処理を実施し, 同じく 150° , 100ms というモデルで与えた値を再現できることを確認した。

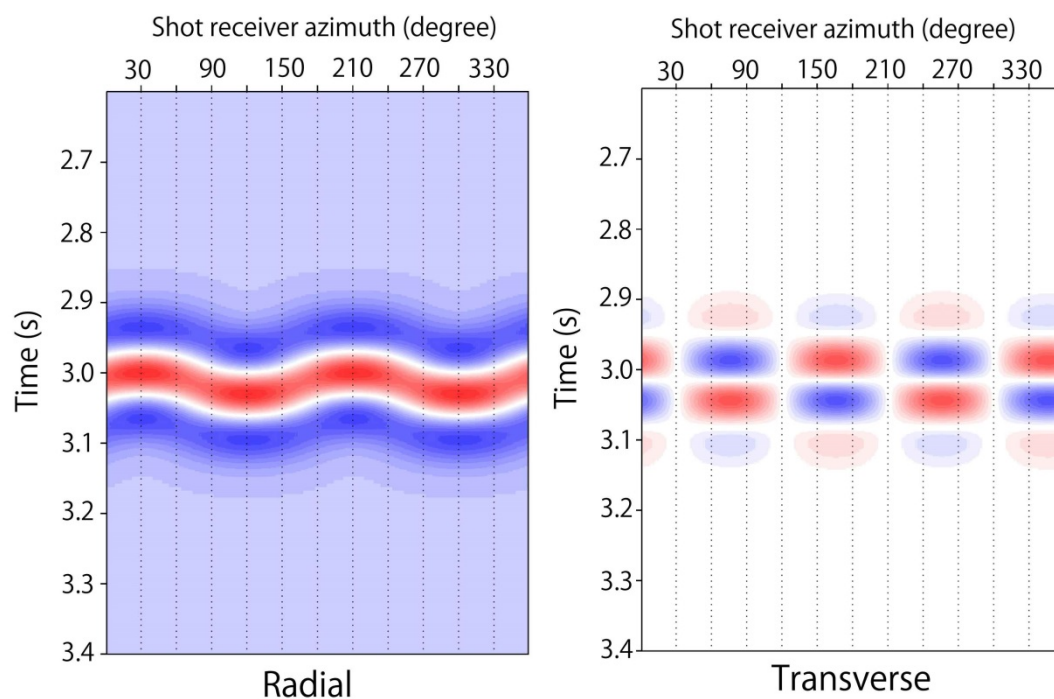


図 4-7 第 1 層の異方性解析に用いた Radial および Transverse 波形(拡大)

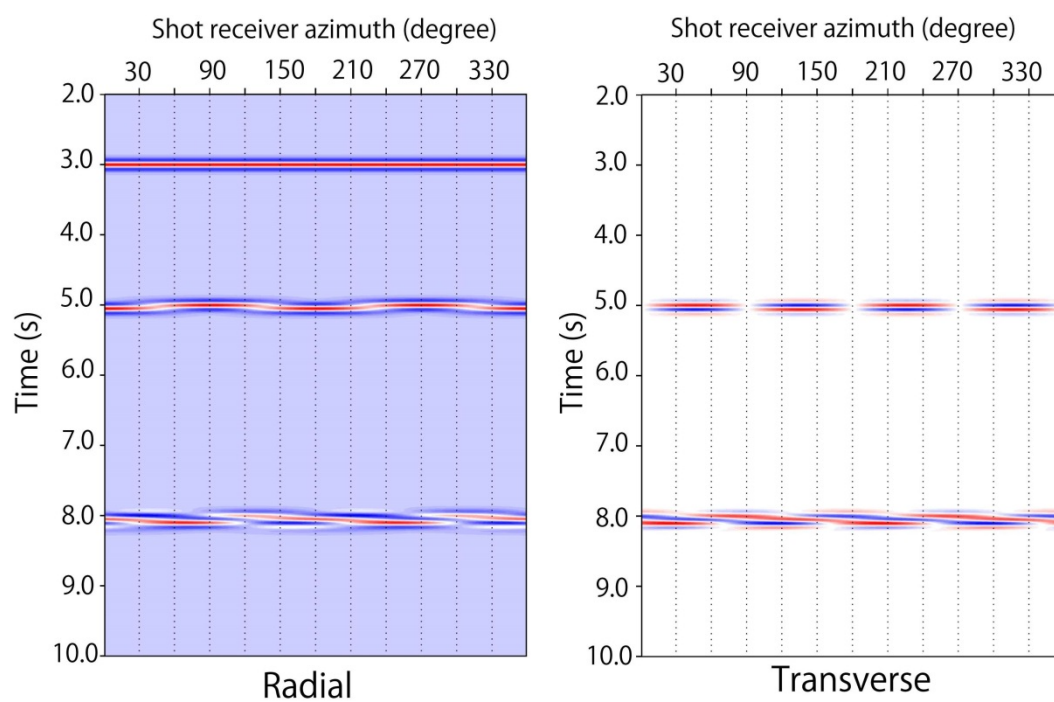


図 4-8 第 2 層の異方性解析に用いた Radial および Transverse 波形(第 1 層の異方性剥ぎ取り後)。

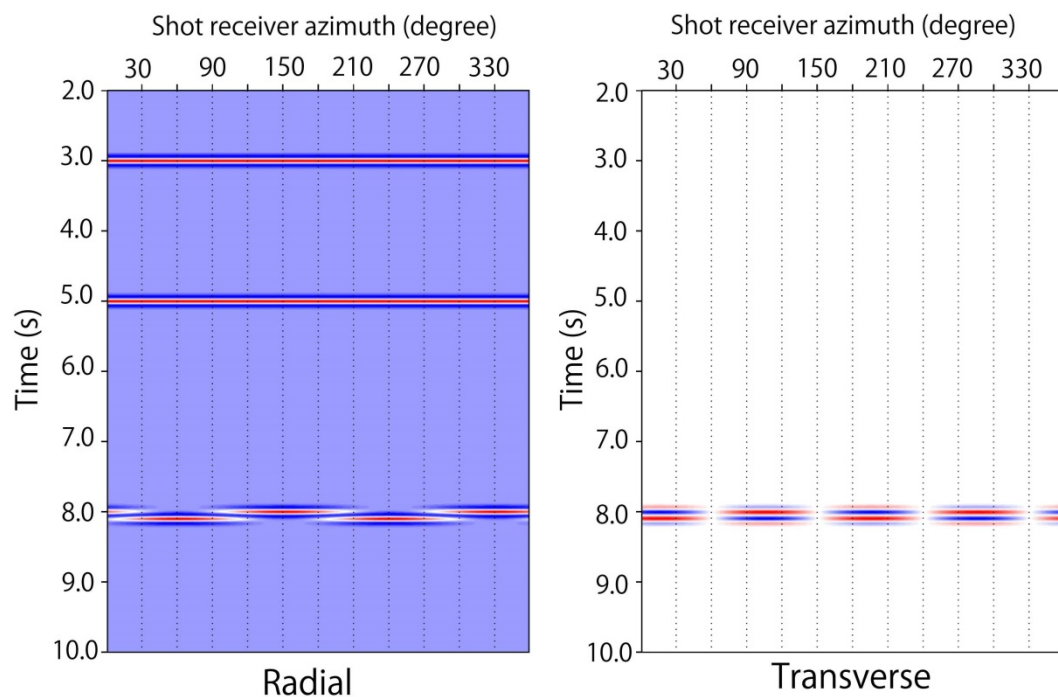


図 4-9 第 3 層の異方性解析に用いた **Radial** および **Transverse** 波形(第 1 層および第 2 層の異方性剥ぎ取り後)。

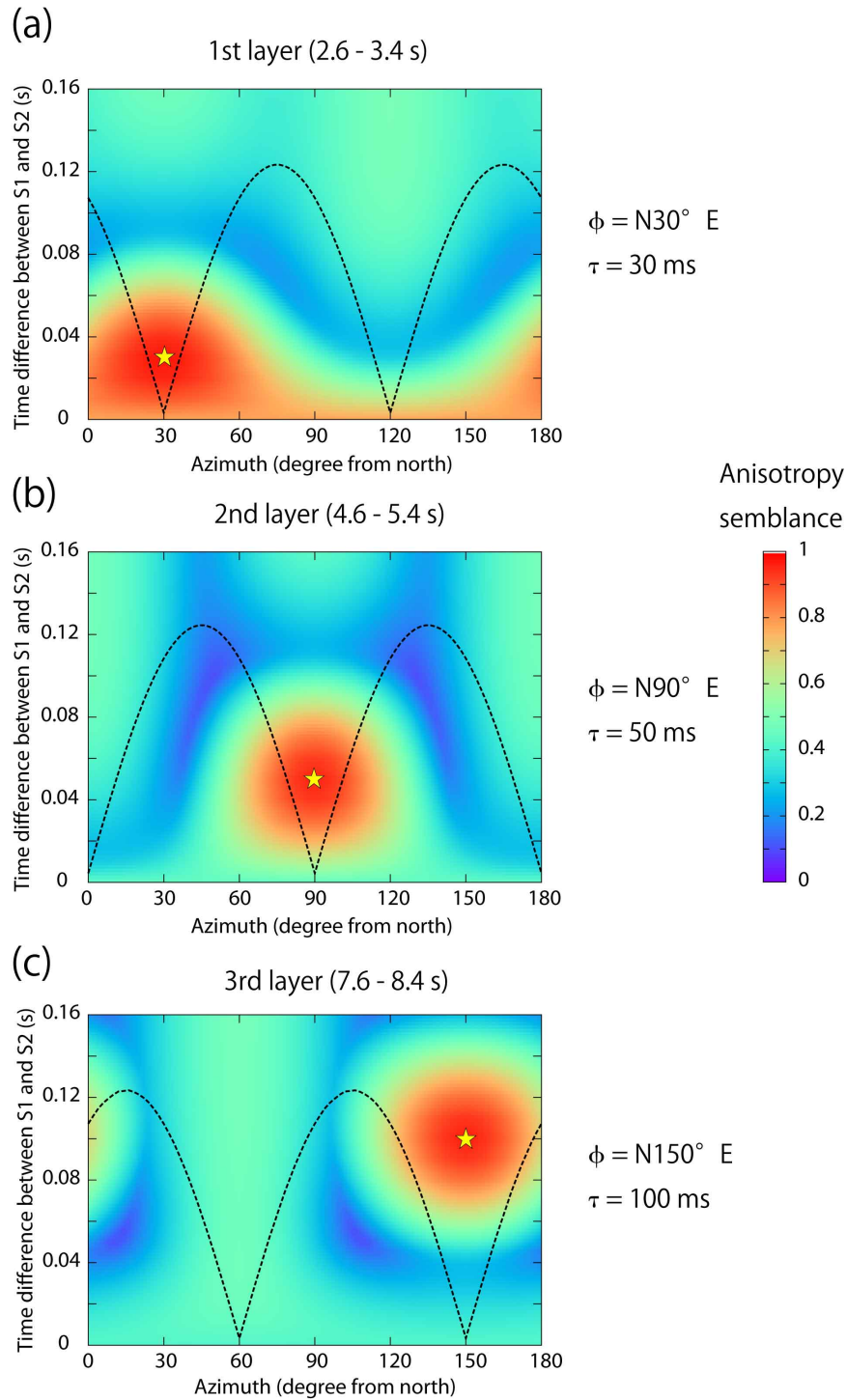


図 4-10 解析の結果得られた各層における異方性センブランスの結果と S 波偏向異方性パラメータ。(a) 第 1 層 (b) 第 2 層および (c) 第 3 層での異方性センブランス。点線は解析ウインドウでの正規化された **Transverse** 成分 **RMS** 振幅を示し、星は異方性センブランスを最大とする方位、強度を示す。異方性の方位、強度について与えたモデルが正しく再現されている。

以上の解析結果から、本手法を用いることで与えた深度ごとに異方性が異なるモデルに対しても各層ごとの異方性パラメータを正しく求めることが可能であることが分かった。次項では、より観測パラメータに近いモデルでの検討として、海水層を考慮に入れた三次元の異方性弾性波シミュレーションを実施し、本手法を南海トラフの海底地震計で観測された実観測データセットに適用するための議論を進める。

4.3.2 三次元弾性波シミュレーションを用いた数値実験

本項では、より実際の観測パラメータに近い形での検討のために、異方性構造を考慮に入れた三次元弾性波シミュレーションを実施し、震源配置、海水層の存在などの観測ジオメトリをできるだけ実際の観測に近づけたモデルを用いて計算を実施する。計算に用いた速度モデルを図 4-11 に示す。

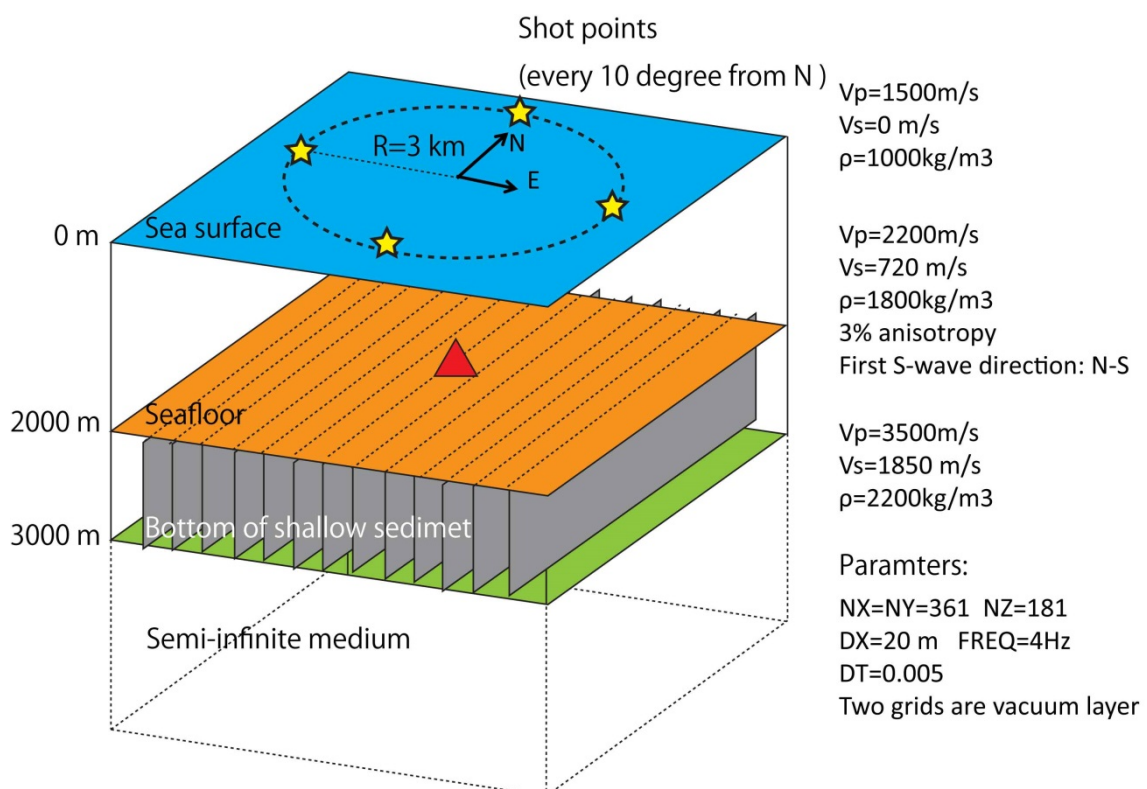


図 4-11 三次元弾性波シミュレーション数値計算に用いた速度構造モデル。堆積層に 3% の異方性（南北方向が S 波速度が速い方向）を与えたモデルを作成した。赤三角は海底地震計（受振点）の位置を示し、星印は海面上での震源位置を示す。震源は実際のエアガン発振レイアウトに準じて、海底地震計を中心とした半径 3km の円周上で北から時計回りに 10° 間隔で与えた。

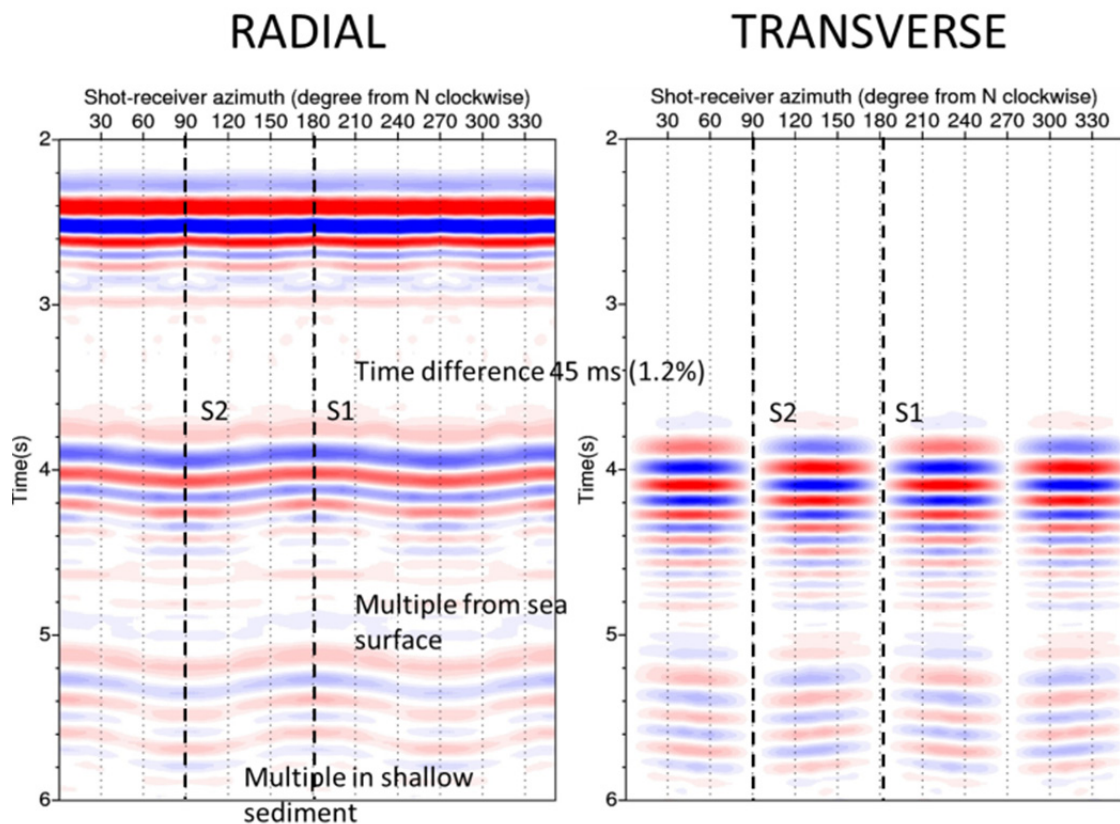


図 4-12 三次元弾性波シミュレーションの結果得られた Radial および Transverse 成分。S1 は S 波速度が早い方向，S2 は S 波速度が遅い方向を表す。

数値計算は Rotated-staggered grid を用いた異方性構造を含む三次元有限差分法 (Bansal and Sen, 2008) により実施し，第 2 層目(堆積層)内に 3% の HTI 異方性構造 (N-S 方向が S 波が速い方向) を与えた。受振点は海底面に設置し，震源は受振点を中心に水平オフセット 3km の箇所以北から時計回りで 10° 間隔で与え， 360° ，全 36 トレースを計算した。また，震源関数としては，4Hz 中心周波数の Ricker wavelet を用いた。図 4-12 に計算の結果得られた Radial および Transverse 成分の波形を示す。Radial 成分では，4 秒付近を中心に異方性の特徴である振幅の横軸を角度，縦軸を走時と見た場合のサインカーブ的な変動が確認できる。また，Transverse 成分でも同様に 4 秒付近に 90° 間隔の振幅変動が認められる。ここで，Radial, Transverse 成分の波形には，表層の異方性構造下部からの反射波の他に，層内で発生した多重反射の振幅も認められる。本項での解析では，この多重反射の領域を含まないタイムウインドウを用いて解析を実施するが，実データ解析の際には，走時の検討を精度よく実施するなど，注意が必要である。

得られた **Radial**, **Transverse** 成分に対して、前項で提案した異方性センブランス解析を適用した。解析には、3.6-4.4 秒の時系列を用いて計算を実施した。図 4-13 に異方性解析の結果得られた異方性センブランスを示す。異方性センブランスは、方向については 1° 間隔、異方性強度については 1ms で計算し、センブランスが最大となる最大値は、S 波速度の速い方向は 0° 、異方性の強度は 43ms と推定された。ここで、得られた異方性の強度とモデルを一次元として得られる走時差を比較すると、モデルを一次元とした場合の片道 S 波走時差は、堆積層内の S 波速度と異方性の強度から 43.0ms と求められる。これは、解析の結果得られた数値と 1ms 単位でよく一致しており、水平方向にオフセットを持ったモデルに対しても、反射面までの P 波走時を差し引くことをすれば、ほぼ一次元的な問題として扱ってよいことを示す結果である。

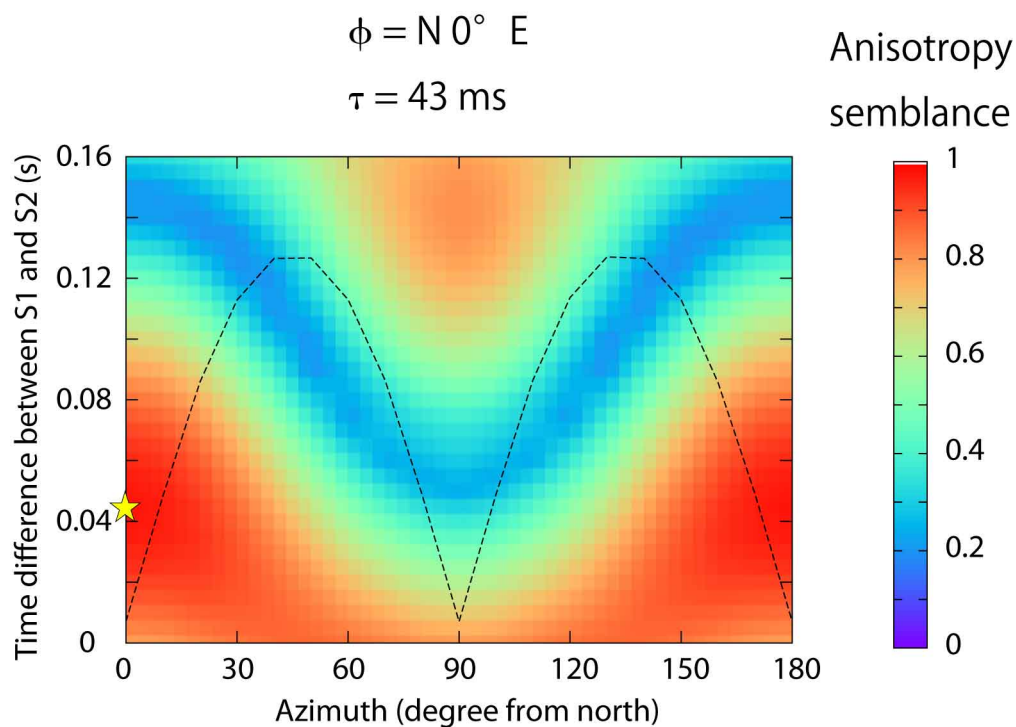


図 4-13 三次元シミュレーションで得られた **Radial**, **Transverse** 成分から得られた異方性センブランス。図中の星印は異方性センブランスが最大となる角度、強度を示し、点線は解析ウインドウでの正規化された **Transverse** 成分 RMS 振幅を示す。星印で示した異方性センブランスを最大とする角度は 0° 、その時の異方性強度は 43ms となり、モデルを一次元として計算される値とよく一致する。

次に、観測の際に想定される震源位置のばらつきの解析結果への影響を考察するために、震源位置について、震源-受振点間の距離 3km に対して最大 $\pm 60\text{m}$ のガウス分布誤差を与え、**Radial**, **Transverse** 成分を計算した。図 4-14 に得られた **Radial**,

Transverse 成分の波形を示す。波形上では、時間方向に最大 30 ms 程度のばらつきが認められ、解析結果への影響が生じることが予想される。まずは、そのままの波形を用いて異方性センブランス解析を行った結果を図 4-15 に示す。

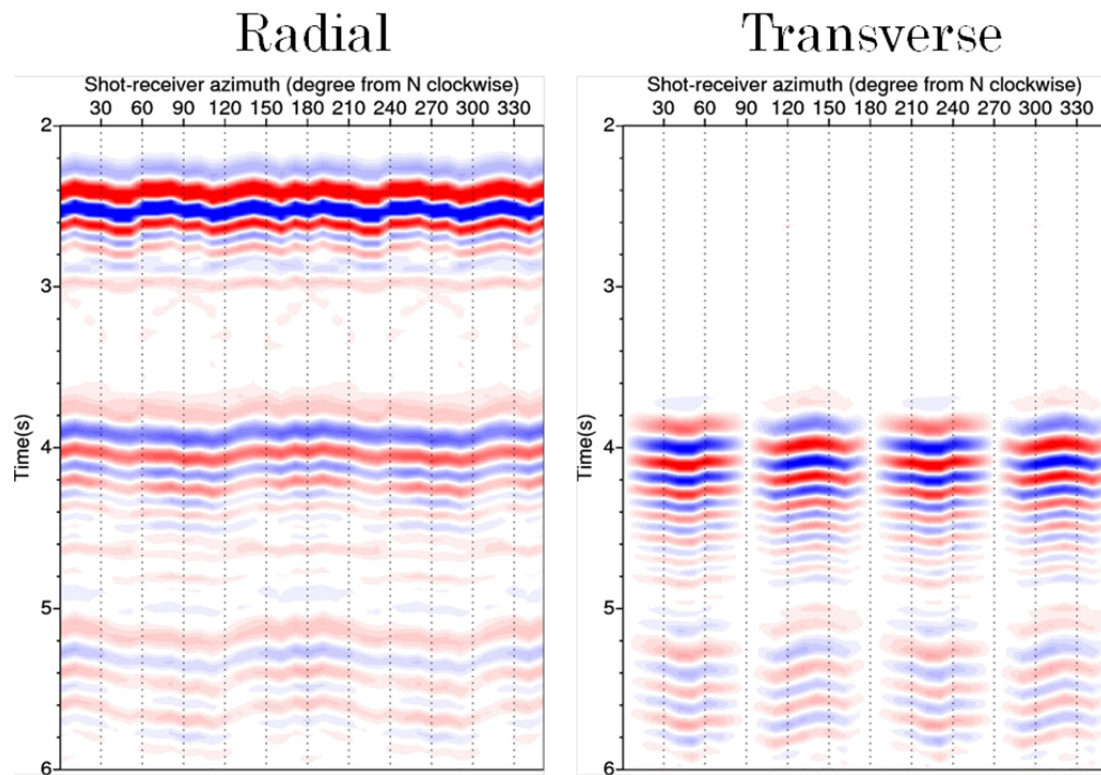


図 4-14 震源位置にばらつきを与えた時の Radial, Transverse 成分波形。震源位置の誤差に応じて、最大 30 ms 程度の走時のばらつきが認められる。

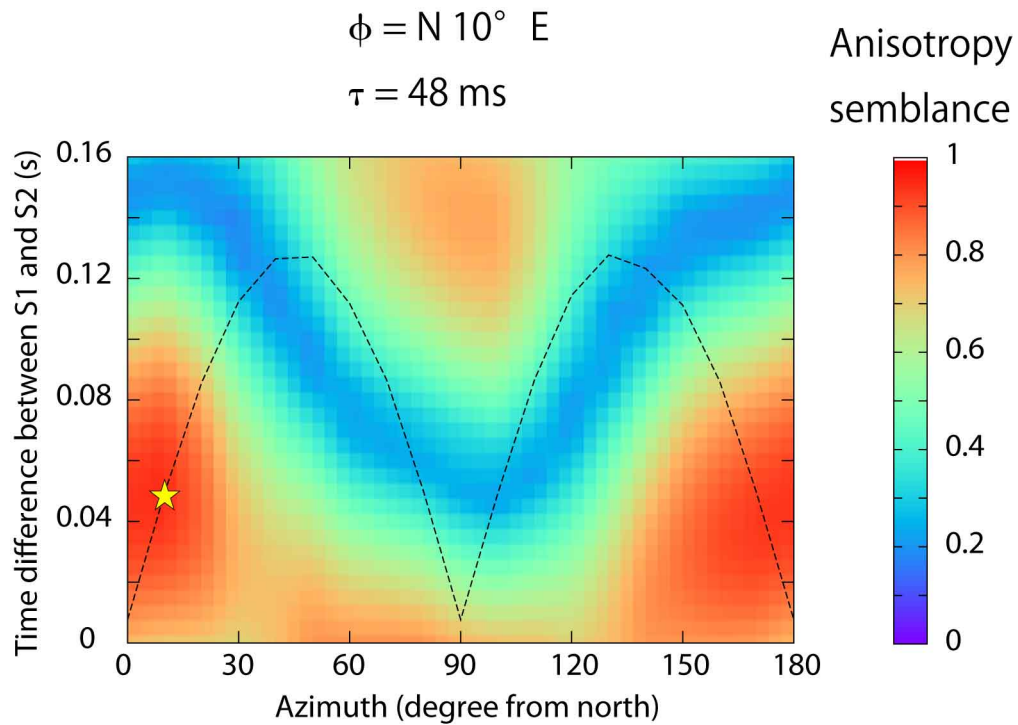


図 4-15 図 4-12 で示されるトレースに対して異方性センブランス解析を実施した結果。星印で示した異方性センブランスを最大とする異方性パラメータの最適値は、S 波速度が速い方向が 10° ，異方性強度は 48 ms となった。

震源位置にノイズを与えた記録に対して異方性センブランス解析を実施した結果、角度は正しい角度 0° から 10° ずれた方向、異方性強度は 5 ms 大きな値として求められた。ここで、実データを解析する際にも震源位置のばらつきは同程度存在することから、データ解析に際して誤差の影響を最小化する必要がある。そこで、本項ではある一定の角度範囲にあるトレースの移動平均を計算し、誤差の影響を最小化する手法を適用した。図 4-16 に 30° の範囲でトレースの移動平均を計算した Radial, Transverse 成分を示す。

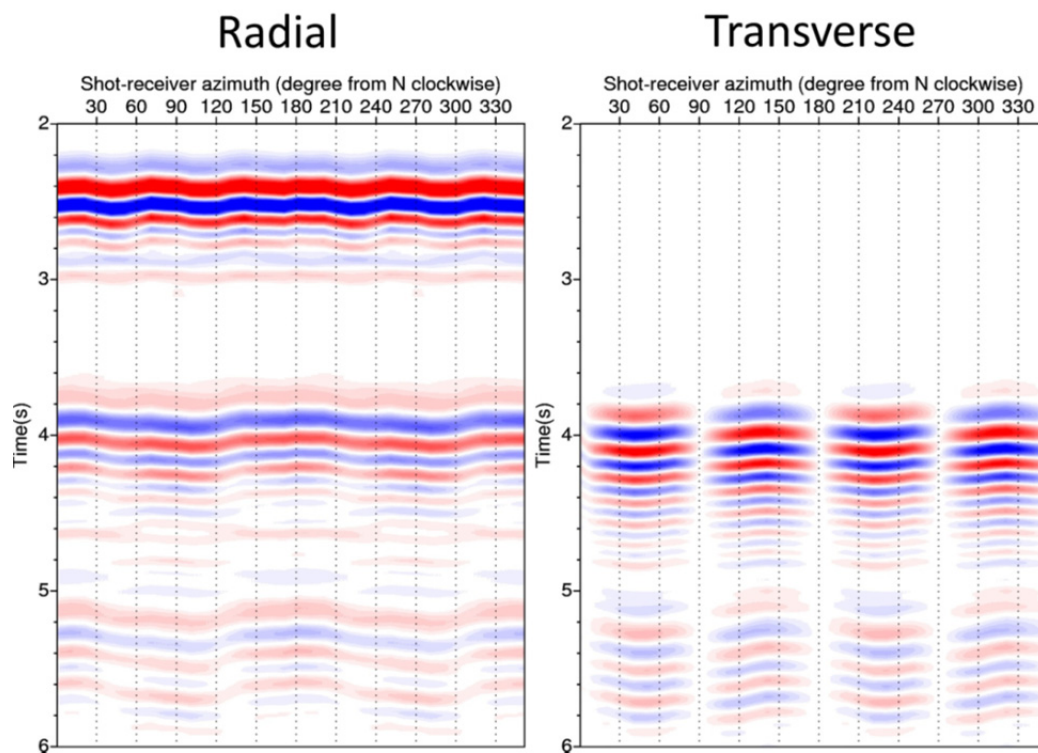


図 4-16 30° の範囲での移動平均を適用した後の **Radial**, **Transverse** 成分。走時差のばらつきは依然存在するが、移動平均適用前と比較して角度方向の変動が小さくなっている。

また、図 4-17 に移動平均適用後の **Radial**, **Transverse** 成分に対して異方性センブランス解析を適用した結果を示す。

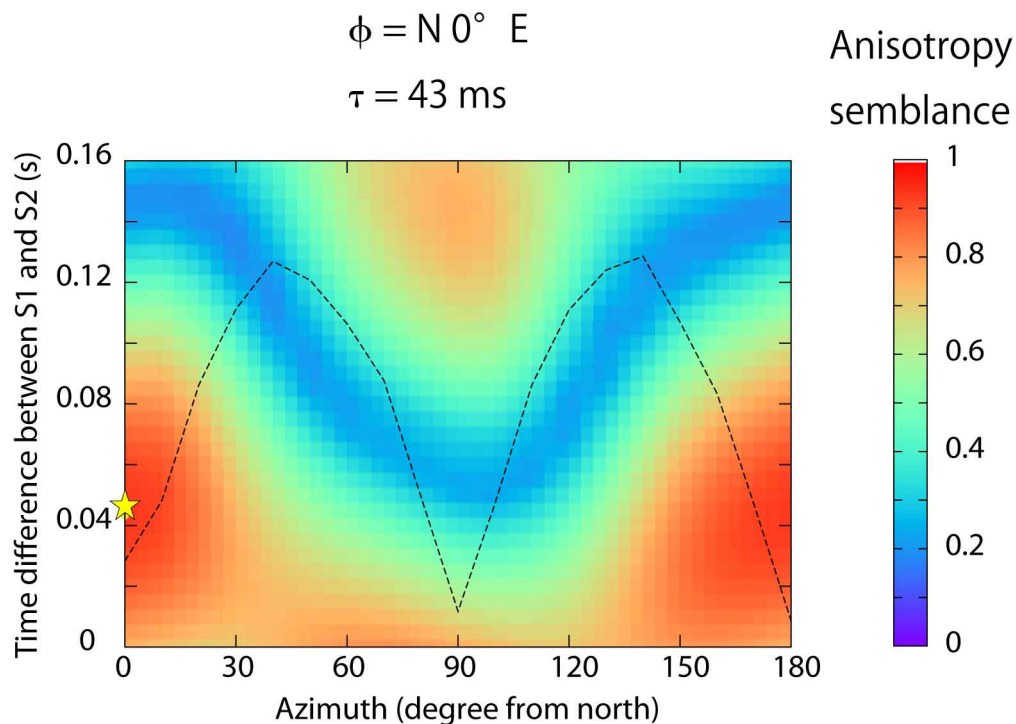


図 4-17 移動平均を適用した Radial, Transverse 成分の波形から計算された異方性センブランス。星印で示した異方性センブランスを最大化する異方性の角度，強度はそれぞれ 10° ， 43ms となり，モデルと一致した値が得られた。

以上より，震源位置にある程度の誤差（半径方向に対して最大 4%程度）がある場合でも，トレース間で移動平均処理を施して異方性センブランス処理を適用することで異方性パラメータが正しく求められることを確認した。次項では，本手法を南海トラフ海底下に設置した海底地震計で得られた観測データに適用し，実データへの適用性を検討する。

4.4 観測データへの本手法の適用

前項までの結果は，本研究で新たに提案された異方性センブランス解析による深度ごとの異方性構造解析の有効性を示すものである。本項では，本手法を南海トラフ熊野灘で観測された実海域データに適用し，手法の有効性についてさらなる検討を進める。

4.4.1 観測データ

本項では，前項までで開発した深度ごとの異方性解析手法を，フィールドデータに適用する。用いたデータは南海トラフ熊野灘の海底下に設置された海底地震計で観測され

た Multi-azimuth のエアガン発振・受振記録であり, 2015 年 3 月に実施された KR15-05 航海で観測されたデータの一部である。地震計は孔内観測点 C0002G 近傍(水平距離 50m)に設置されており, DONET 海底ケーブルに接続することでリアルタイム観測がされている観測点のものとなる。海底地形を含む観測点, 震源配置を図 4-18 (a), 観測された Radial, Transverse 成分を図 4-18 (b),(c)にそれぞれ示す。

(a) Shooting line of C0002GSF-R3_2

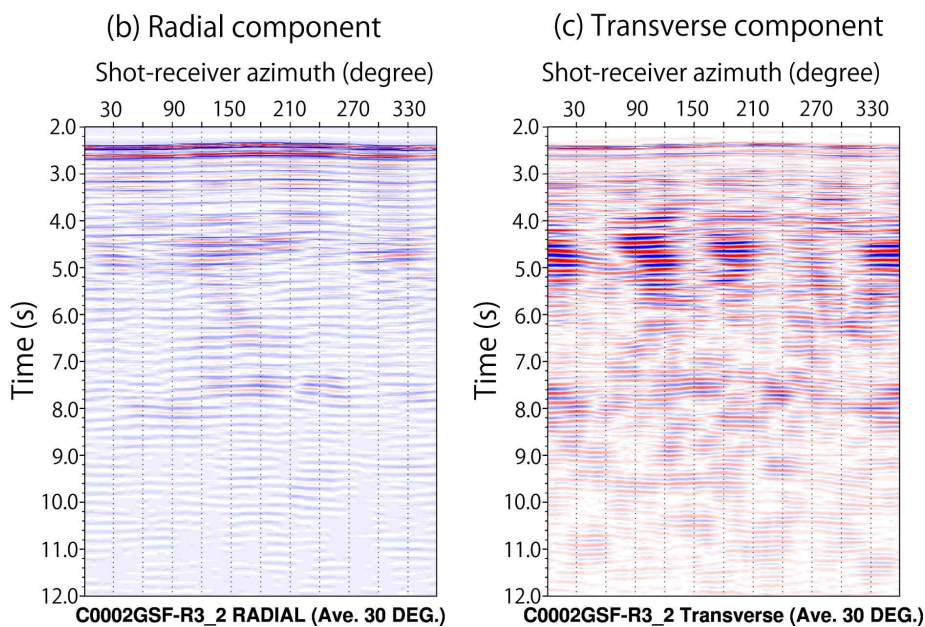
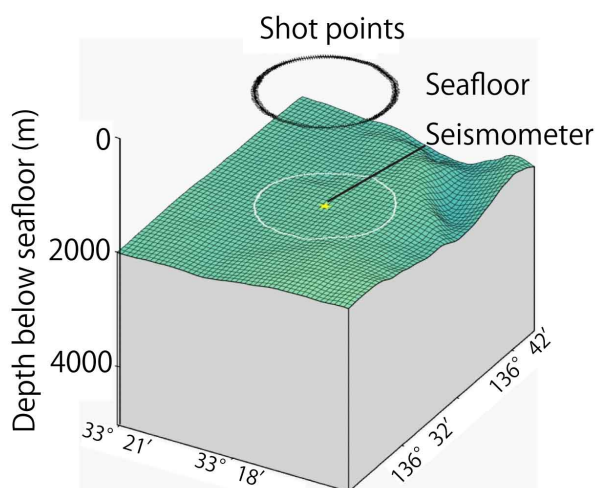


図 4-18 観測に用いたデータの観測状況と観測波形。(a) 観測点付近の海底地形とエアガン震源配置。(b)観測された Radial 成分データ。(c) 同じく観測された Transverse 成分データ。

観測された Radial, Transverse 成分には海底下の異方性の存在を強く示唆する波群が確認された。特に、3-5 秒付近の波形には、Radial 成分では、震源-受振点角度を横軸、振幅の強い走時を縦軸に見た時にサインカーブに近い振幅の変動が認められ、同じ走時での Transverse 成分上では、 90° 間隔の振幅の増減が確認できる。これらは、海底下 1000m 付近に存在する表層堆積層下部からの変換 S 波反射波であると推定される。また、7-9 秒付近にも同様の波群が認められるが、これは第 3 章、図 3-2 で示した二次元数値解析の結果から、プレート境界面上部からの変換 S 波反射波であると推定した。

4.4.2 異方性センブランス解析で得られた地層ごとの S 波偏向異方性

本処理では、第 1 層下部からの反射波が 3-4 秒、第 2 層からの反射波が 7-8 秒に含まれるものと仮定し、深度方向の異方性センブランス解析処理を実施した。図 4-19 に解析の結果得られた各層の異方性センブランスを示す。解析の結果、第 1 層での異方性角度は 60° 、強度は 80ms、第 2 層についてはそれぞれ 144° 、40ms という値が得られた。これらの結果は、第 1 層については、堆積層の厚さを 1000m、S 波速度を 720m/s と仮定した場合、5.4 % の異方性強度に相当する。また、第 2 層については、層厚を 4000m、S 波速度を 1850 m/s と仮定した場合、1.8 % の異方性に対応する値となる。次項では、得られた結果に対して既往調査、結果との比較・議論を行い、本手法で得られた結果について考察を行う。

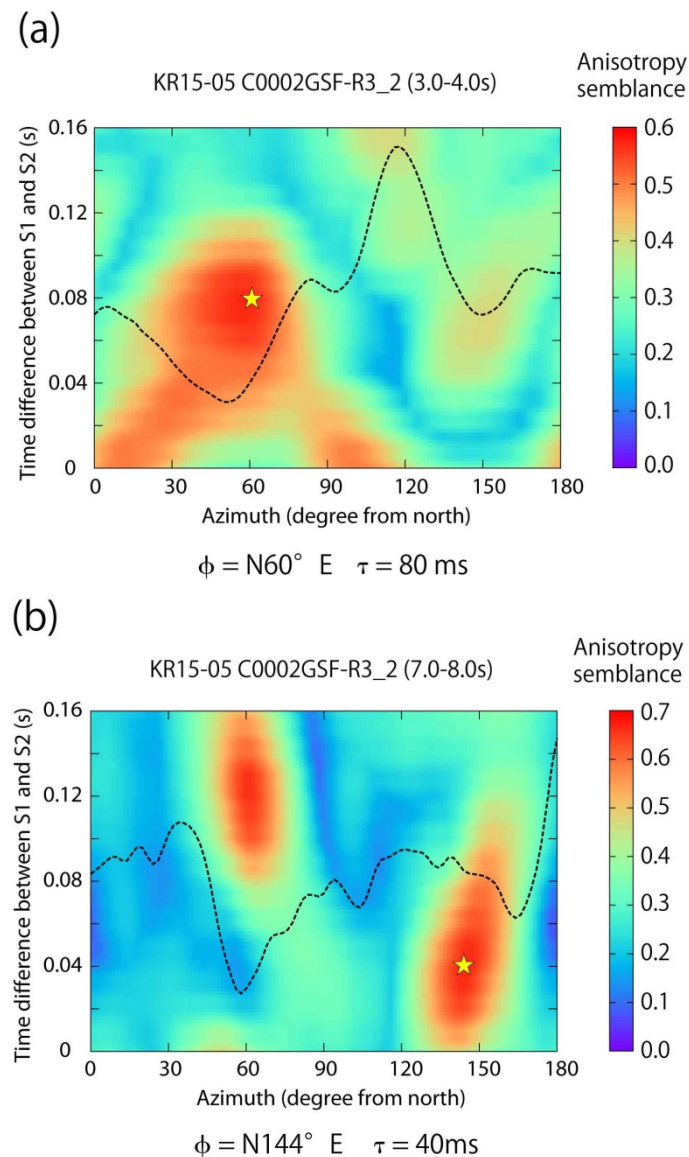


図 4-19 解析の結果得られた各層ごとの異方性パラメータ。(a) 堆積層内での異方性パラメータ。(b) 付加体内での異方性パラメータ。堆積層ではプレート沈み込み方法に直交する方向, 付加体内部ではプレート沈み込み方向と平行する方向が S 波速度の速い方位として得られた。なお, 点線は Transverse 成分の RMS 振幅を示し, 星印は異方性センブランスを最大化する方位, 強度の最適値を示す。

4.4.3 議論

本解析で用いた観測点は, 北側に位置する陸側のユーラシアプレートと南側, 海側に位置するフィリピン海プレートで形成される南海トラフ沈み込み帯の内, 分岐断層が発達した非常に複雑な構造の直上に位置している。プレートが沈み込む方向は場所によっ

て若干の差異はあるものの、おおよそ北から 150° の方向で、南東から北西に向けて年間 4~6cm 程度の速さでフィリピン海プレートがユーラシアプレート下に沈み込んでいる。本解析で得られた解析結果は、1 層目がプレート沈み込み方向と直交する方向、2 層目が平行する方向であった。これらの解析結果を既存の別手法から推定されている水平主応力方向、および S 波異方性解析結果と比較し、結果について考察する。

まず表層の S 波異方性について、同じエアガン発振で観測された同一地点の海底下深度 900m に設置された孔内地震計鉛直成分の解析により得られた P 波異方性 (Araki et al., 2014) との比較を行う。解析は、海底地形の影響を補正した上で、P 波初動の到達走時の角ごとの変化を抽出することにより実施され、結果として P 波は北から 60° の方向で初動到達が早く、異方性強度としては 2.3% という値が得られている。

この結果は、方向については本解析で得られた S 波異方性パラメータとよく一致するものとなった。また、孔内観測点 C0002G では、掘削時にボアホールブレイクアウト観測が実施されている (Kinoshita et al., 2009)。その結果からは、 $45^\circ \sim 60^\circ$ 方向に主応力方向が存在すると推定されており、本研究の結果と方向として整合的である。さらには、海底に一時的に設置した自己浮上型海底地震計 (OBS) を用いたインライン測線でのエアガン探査による PS 変換波解析の結果 (Tsuji et al., 2011) ともよく一致する。また、本研究で得られた第 2 層目の異方性については、これまでのところ既往調査ではこの深度までの異方性は議論されていないが、プレート付近での水平応力方向は、一般的にプレート沈み込みの方向と一致することは妥当である。既往の調査は、例えばボアホールブレイクアウト観測は海底下 1400m 付近までであり、P 波の異方性解析も深度はボアホール地震計までの海底下 900m まで、OBS のデータ解析では深度ごとの解析結果は求められておらず、本章で提案された手法により、深度方向の S 波異方性解析、ひいては応力分布推定に向けた議論が初めて可能となった。

4.5 結言

本章では、異方性センブランスおよび異方性剥ぎ取り処理を用いた S 波偏向異方性の深度分布解析を可能とする新たな手法を開発した。開発した手法について、三次元弾性波シミュレーションを含む数値実験による検討および実データへの適用を行った。数値実験の結果からは、本手法が単純な層構造モデルで安定的に層ごとの異方性を算出できることを確認した。また、実データで想定される海水層の存在、震源-受振点オフセットがある場合でも適用可能なことを確認した。

数値計算で本手法の妥当性を確認した後、南海トラフの海底下に設置した DONET 海底地震計の水平動成分で観測された Multi-azimuth エアガンデータに対して本手法を適用し、海底下の層ごとの S 波異方性構造を算出した。算出した表層体積層内での S

波偏向異方性構造は、これまで実施された原位置既往調査の結果から推定した水平主応力の方位と整合的であった。さらに、これまで解析手段が存在しなかった深部の S 波偏向異方性の解析結果は当該地域のプレート沈み込み方位から推定される主応力方向とも整合的なものとなった。次章では、本手法を南海トラフ全域で得られた実データの解析に適用し、プレート境界型地震発生帯広域での S 波速度構造・応力分布推定について議論する。

参考文献

1. Alford, R. M., 1986, Shear data in the presence of azimuthal anisotropy: Dilley, Texas, 56th Annual International Meeting, SEG, Expanded Abstracts, 86, 81-82.
2. Araki, E., Kimrui, T., Kodaira, S., Miura, S., Takaesu, M., Takahashi, N., Nakano, M. and Kaneda, Y., 2014, Experiment to detect temporal change of seismic velocity in the subducting plate boundary in the Nankai Trough using the DONET submarine cabled observation network and airgun controlled source. *Proceedings of OCEANS 2014 Taipei*, 1-4, CD-ROM.
3. Bale, R., T. Marchand, K. Wilkinson, K. Wikel, and R. Kendall, 2013, The Signature of Shear-Wave Splitting: Theory and Observations on Heavy Oil Data. *The Leading Edge*, 32, 14-24, doi: 10.1190/tle32010014.1.
4. Bansal, R., and Sen, M. K., 2008. Finite-difference modelling of S-wave splitting in anisotropic media. *Geophysical Prospecting Geophys Prospect*, 56(3), 293-312. doi:10.1111/j.1365-2478.2007.00693.x
5. Kinoshita, M., Tobin, H., Ashi, J., Kimura, G., Lallemant, S., Screatton, E.J., Curewitz, D., Masago, H., Moe, K.T., and the Expedition 314/315/316 Scientists, 2009. Proc. IODP, 314/315/316: Washington, DC (Integrated Ocean Drilling Program Management International, Inc.). doi:10.2204/iodp.proc.314315316.200.
6. Nuttall, A. H., 1981, Some windows with very good sidelobe behavior, *IEEE Transactions on Acoustics, Speech, Signal Processing*. 29: 84-91, doi: 10.1109/TASSP.1981.1163506.
7. Ricker, N., 1944, Wavelet functions and their polynomials: *Geophysics*, 9, 314-323, doi: 10.1190/1.1445082.
8. Thomsen, L., Tsvankin, I., and Mueller, M. C., 1999, Coarse-layer stripping of vertically variable azimuthal anisotropy from shear-wave data: *Geophysics*, 64,

1126-1138, doi:10.1190/1.1444619.

9. Tsuji, T., J. Dvorkin, G. Mavko, N. Nakata, T. Matsuoka, A. Nakanishi, S. Kodaira and Nishizawa, O., 2011, Vp/Vs ratio and shear-wave splitting in the Nankai Trough seismogenic zone: Insights into effective stress, pore pressure and sediment consolidation, *Geophysics* 76, no. 3, WA71-WA82

第 5 章 南海トラフ地震発生帯広域における S 波偏向異方性解析と応力分布の推定

5.1 緒言

巨大地震が繰り返し発生するプレート境界型地震発生帯においては、広域における応力分布の把握は地震発生メカニズムの理解につながる重要な情報となり得る。本研究では、これまで南海トラフ地震発生域で観測された地震学的データを用い、応力分布と相関の高い S 波偏向異方性の情報を得るための手法について述べた。第 4 章では、Multi-azimuth エアガンのショットレコードを利用した層ごとの S 波偏向異方性解析について新たな手法を提案し、数値計算および実データに適用し有効性を確認した。本手法を南海トラフ広域で観測されたデータに適用することで、広域における S 波偏向異方性構造の深度を含めた分布、さらには応力分布の推定が可能となる。

本章では、第 4 章で提案し、有効性を確認した層ごとに S 波偏向異方性を解析する異方性センブランス処理について、第 3 章で詳細を述べた南海トラフ域で広く観測された実データに対して適用し、南海トラフ広域における S 波偏向異方性構造解析を実施する。また、得られた S 波偏向異方性解析の結果から、南海トラフ地震発生帯における水平応力の分布を推定する。さらには、繰り返し観測データについて同一のデータ処理を適用し、得られた S 波偏向異方性構造、応力分布の時間変化検出の可能性について議論する。

5.2 南海トラフ広域における地層ごとの S 波偏向異方性解析

解析に用いたデータは、第 3 章で詳細を記載した南海トラフ熊野灘の海底下に設置された DONET ネットワーク地震計で観測されたエアガン受振データである。観測データはこれまで述べてきた通り、地震計の水平動 2 成分で観測された観測点を中心とした半径 3km のサークル発振データに対して、エアガン発振位置毎に Radial および Transverse 成分を計算し、それを震源-受振点が北からなす角度ごとに並べたものである。また、異方性センブランス解析を実施する際には、第 4 章の数値計算で有効性を確認した角度方向の移動平均 (30° 範囲) を適用し、発振位置の誤差の影響を最小化することとした。

表 5-1 に 2013 年 11 月～2015 年 6 月にかけて実施した 3 回の調査航海 (KR13-17, KR15-05 および KR15-08) で実施した調査測線の一覧を示す。観測したデータに対して、第 4 章で述べた深度ごとの S 波偏向異方性解析を実施した。解析には、これまでの処理と同様に P 波速度構造モデル (Kamei et al., 2012) に対して Mudrock line (Castagna et al., 1986) の式を適用して得られた P-S 速度モデルから計算された走時モデルを用いた。一方で、海底の三次元性の影響、あるいは海面からの多重反射が含まれる記録については、解析に用いる変換波に対して時間ウインドウの幅を 0.8～2.0 秒の範囲内で変化させながら、異方性センブランスが最大化する最適な時間ウインドウを探索した。図 5-1～5-8 には、表 5-1 で示した観測測線にて取得された観測データについて、解析に用いた Radial, Transverse 成分のデータ、および解析の結果得られた深度ごとの異方性センブランスの結果例を示す。なお、本解析では、基本的に堆積層と付加体の 2 層構造としてそれぞれの層に対応する異方性を算出した。

表 5-1 複数航海で実施した観測測線一覧表

Nmuber of circular shooting lines conducted during each cruise

| Line ID | Offset (km) | KR13-17 | KR15-05 | KR15-08 | Total |
|-----------|-------------|---------|---------|---------|-------|
| KMA02-R3 | 3 | | | 1 | 1 |
| KMA03-R3 | 3 | | | 1 | 1 |
| KMA04-R3 | 3 | 1 | 1 | | 2 |
| KMB07-R3 | 3 | 1 | 1 | | 2 |
| KMC09-R3 | 3 | 2 | 1 | | 3 |
| KMC11-R3 | 3 | | | 1 | 1 |
| KMC12-R3 | 3 | 2 | 1 | | 3 |
| KMD13-R3 | 3 | 2 | 1 | | 3 |
| KMD15-R3 | 3 | 1 | 1 | | 2 |
| KME17-R3 | 3 | 1 | 1 | 12 | 14 |
| KME19-R3 | 3 | | | 1 | 1 |
| KME20-R3 | 3 | | | 1 | 1 |
| C0002G-R3 | 3 | 2 | 4 | 3 | 9 |
| Total | | 12 | 11 | 20 | 43 |

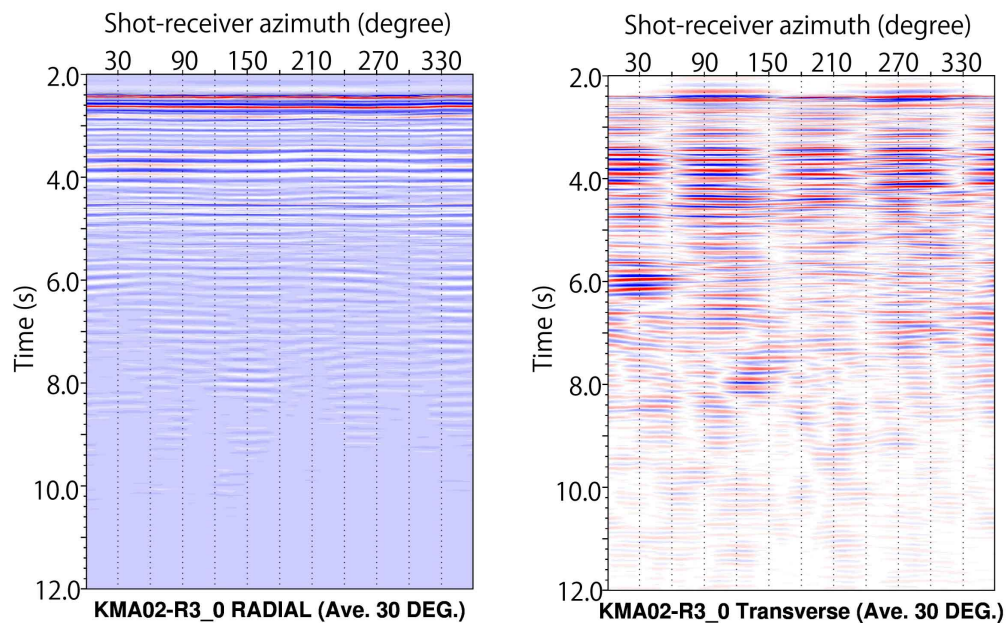
Cruise periods:

KR13-17 : November 7 ~ Novemer 15, 2013

KR15-05 : March 21 ~ March 31, 2015

KR15-08 : June 11 ~ June 18, 2015

a) Radial and Transverse records of KR15-08 KMA02-R3 shooting line



b) Anisotropy semblance calculated from the Radial and Transverse records

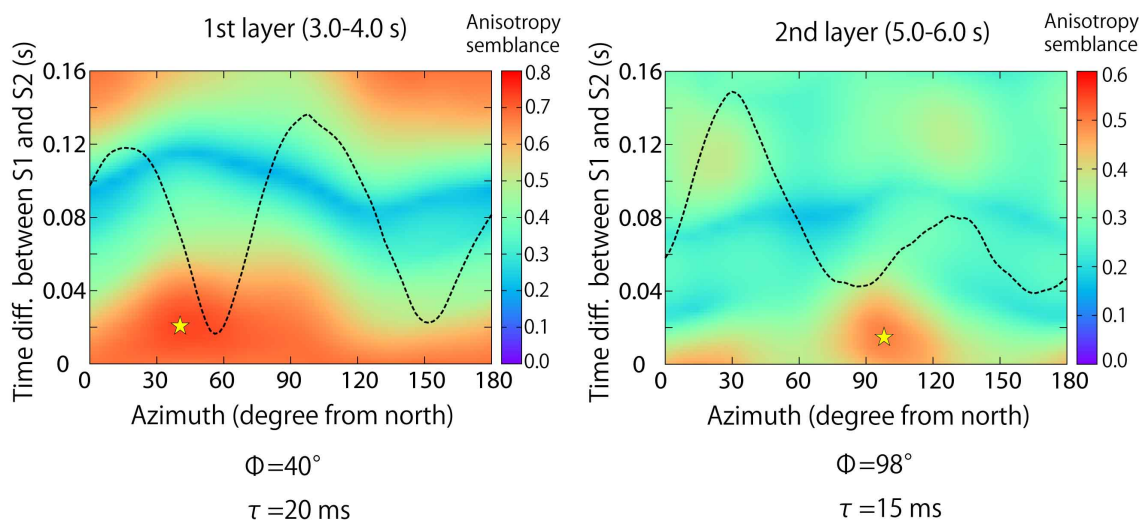
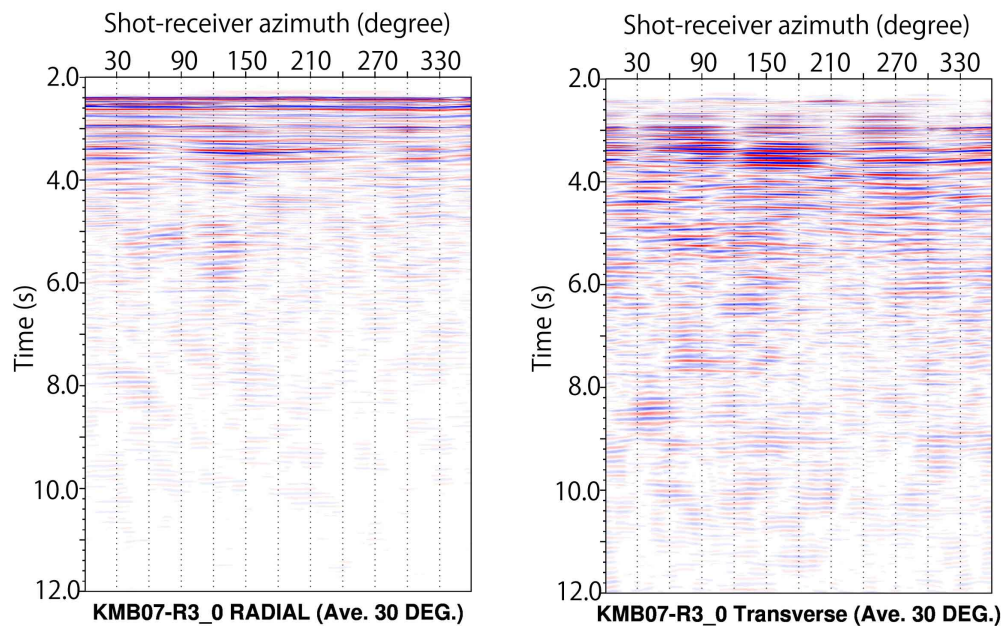


図 5-1 (a) KMA02 観測点で観測された Radial および Transverse 成分の波形。角度方向に 30° のウインドウで移動平均処理を実施した結果。(b)解析の結果得られた各層の異方性センブランス。図中の点線はウインドウ内で正規化された Transverse 成分の RMS 振幅を示す。また、異方性センブランスが最大となる Φ 、 τ を星印で示す。

a) Radial and Transverse records of KR15-05 KMB07-R3 shooting line



b) Anisotropy semblance calculated from the Radial and Transverse records

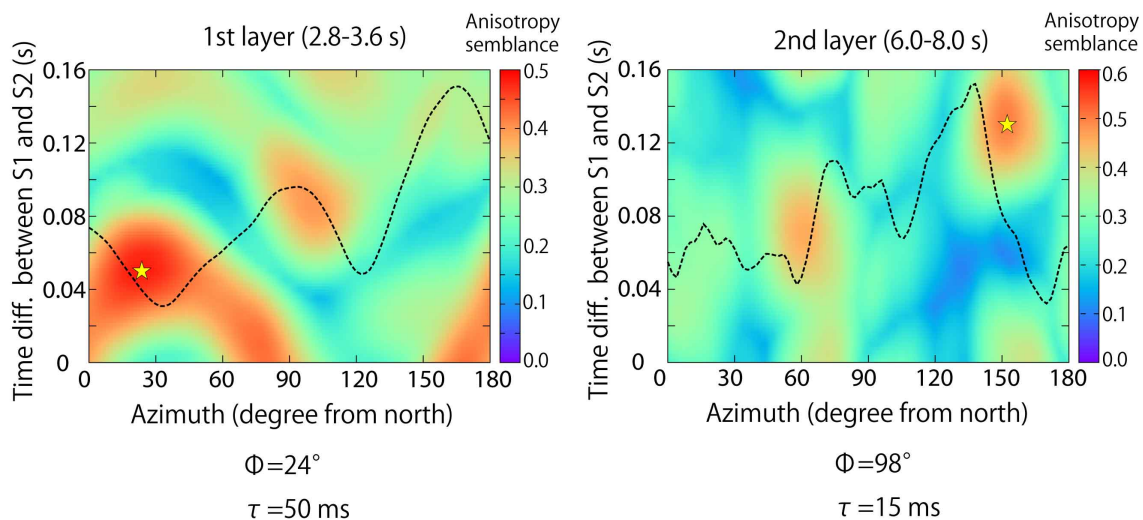
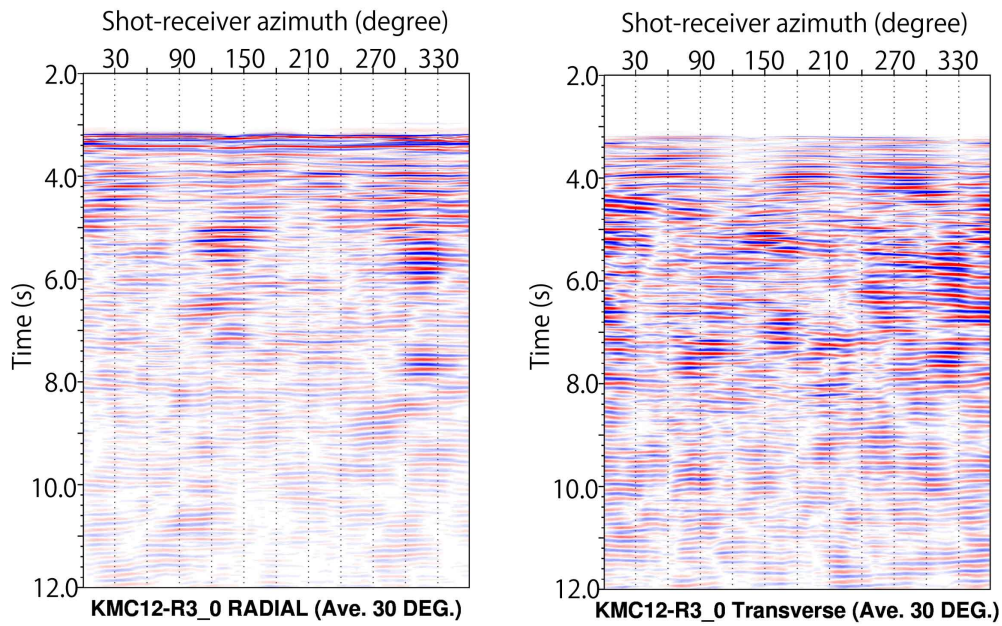


図 5-2 (a) KMB07 観測点で観測された Radial および Transverse 成分の波形。角度方向に 30° のウインドウで移動平均処理を実施した結果。(b) 解析の結果得られた各層の異方性センブルランス。図中の点線はウインドウ内で正規化された Transverse 成分の RMS 振幅を示す。また、異方性センブルランスが最大となる Φ , τ を星印で示す。

a) Radial and Transverse records of KR15-05 KMC12-R3 shooting line



b) Anisotropy semblance calculated from the Radial and Transverse records

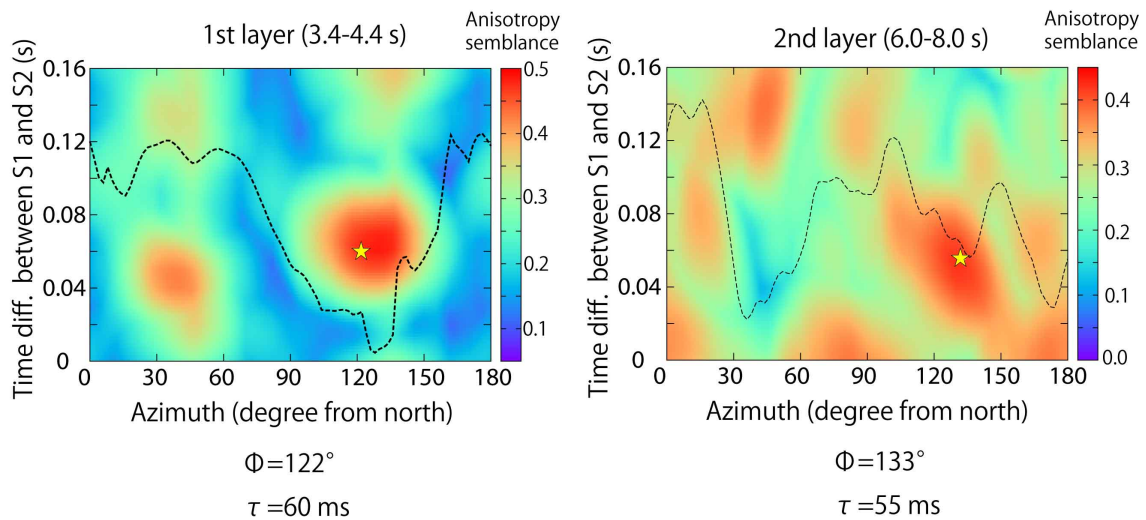
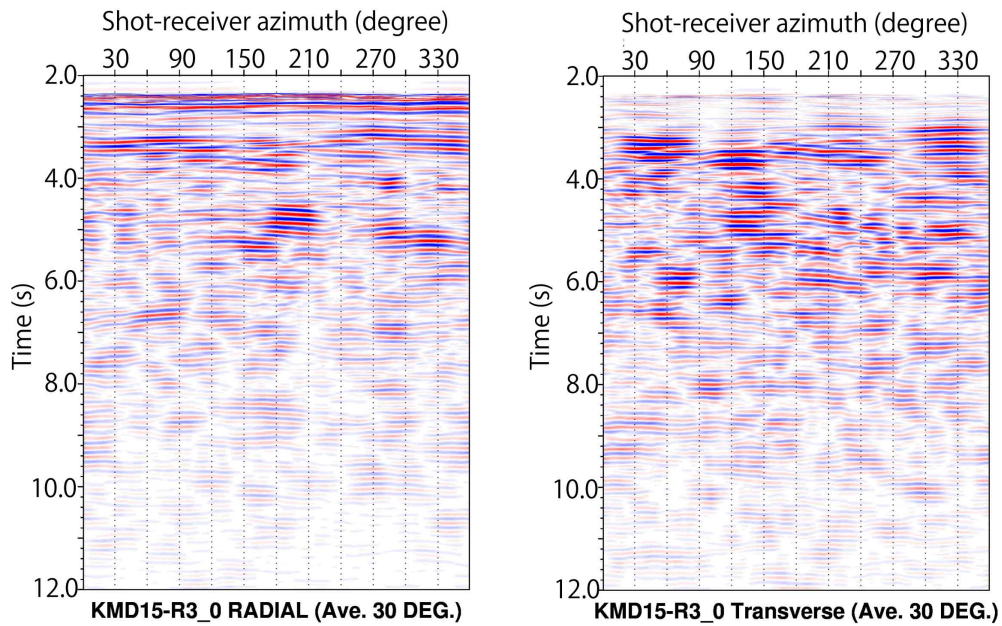


図 5-3 KMC12 観測点で観測された **Radial** および **Transverse** 成分の波形。角度方向に 30° のウィンドウで移動平均処理を実施した結果。(b) 解析の結果得られた各層の異方性センブランス。図中の点線はウィンドウ内で正規化された **Transverse** 成分の **RMS** 振幅を示す。また、異方性センブランスが最大となる Φ , τ を星印で示す。

a) Radial and Transverse records of KR15-05 KMD15-R3 shooting line



b) Anisotropy semblance calculated from the Radial and Transverse records

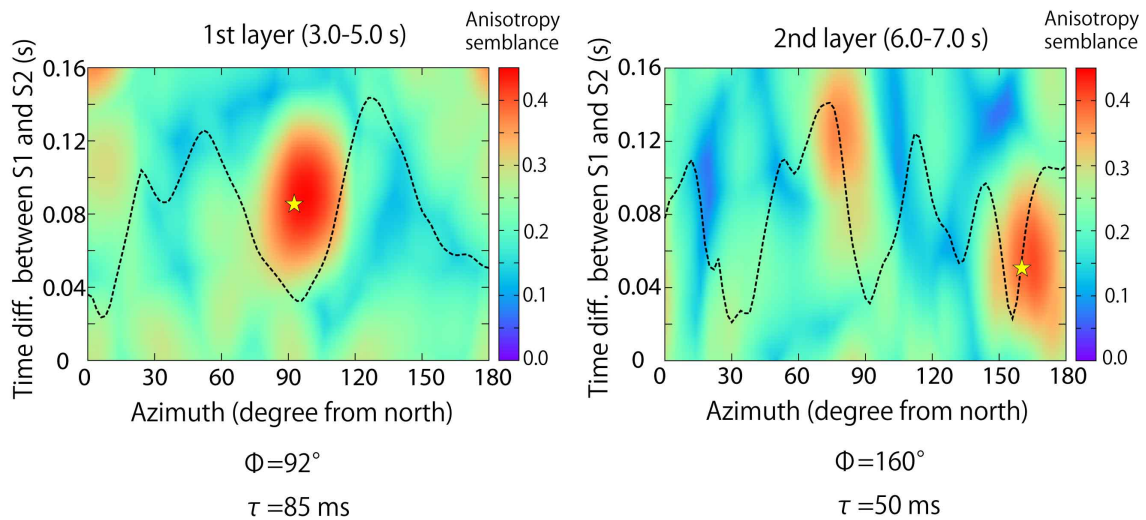
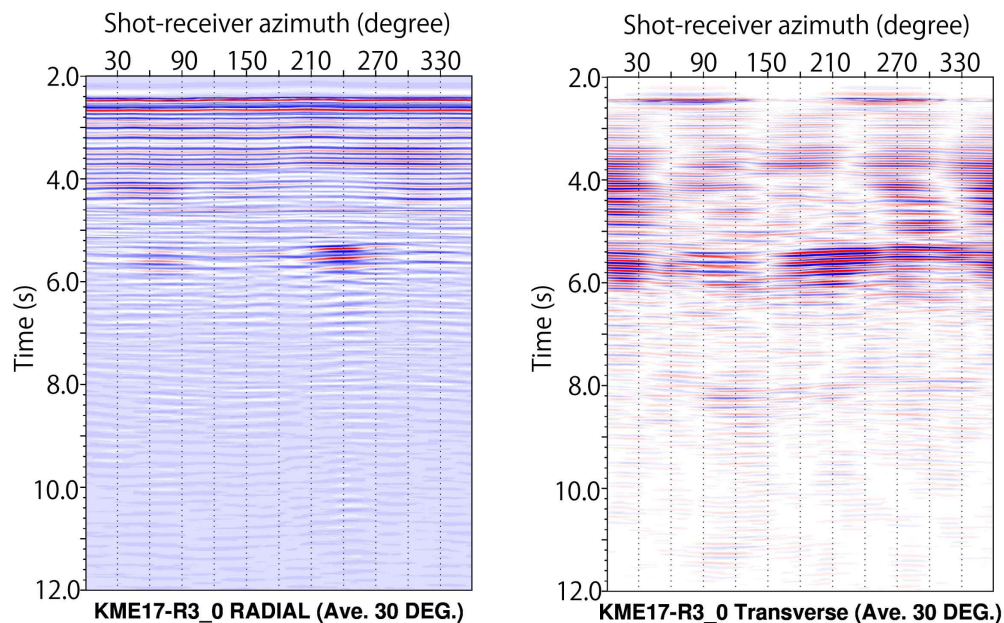


図 5-4 (a) KMD15 観測点で観測された Radial および Transverse 成分の波形。角度方向に 30° のウインドウで移動平均処理を実施した結果。(b) 解析の結果得られた各層の異方性センブランス。図中の点線はウインドウ内で正規化された Transverse 成分の RMS 振幅を示す。また、異方性センブランスが最大となる Φ 、 τ を星印で示す。

a) Radial and Transverse records of KR15-05 KME17-R3 shooting line



b) Anisotropy semblance calculated from the Radial and Transverse records

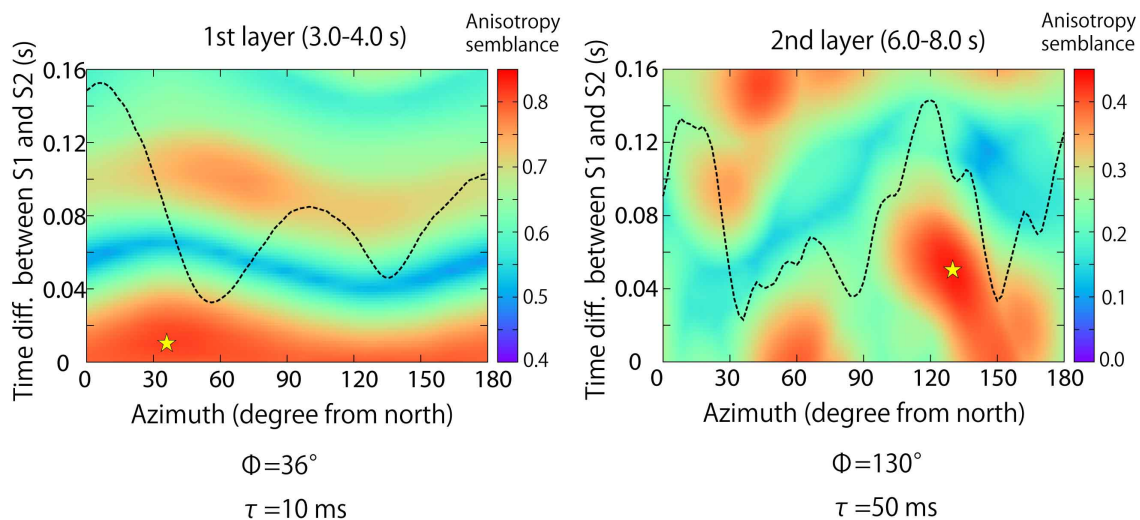
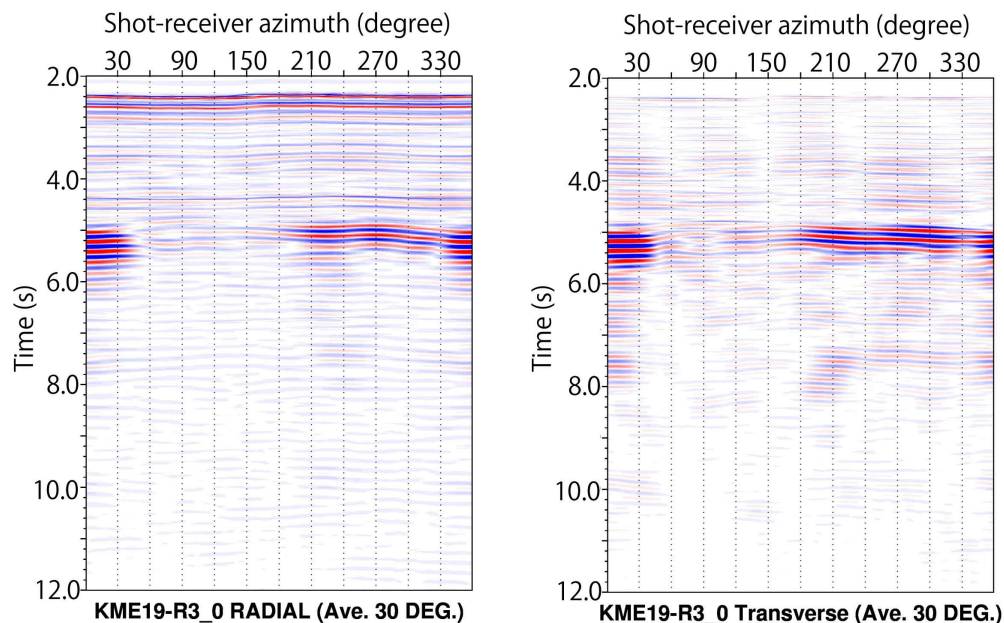


図 5-5 (a) KME17 観測点で観測された Radial および Transverse 成分の波形。角度方向に 30° のウインドウで移動平均処理を実施した結果。(b) 解析の結果得られた各層の異方性センブルランス。図中の点線はウインドウ内で正規化された Transverse 成分の RMS 振幅を示す。また、異方性センブルランスが最大となる Φ , τ を星印で示す。

a) Radial and Transverse records of KR15-08 KME19-R3 shooting line



b) Anisotropy semblance calculated from the Radial and Transverse records

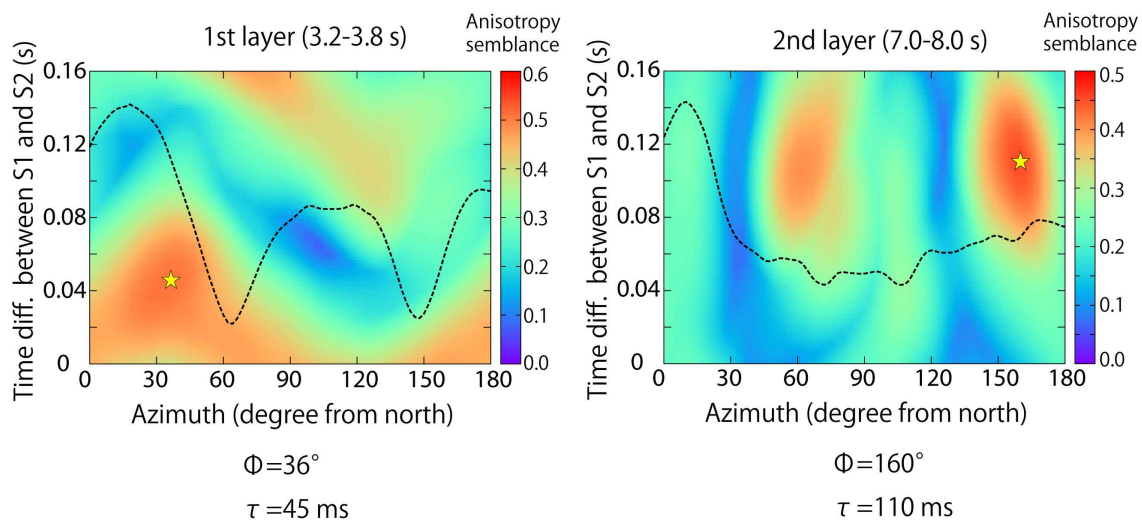
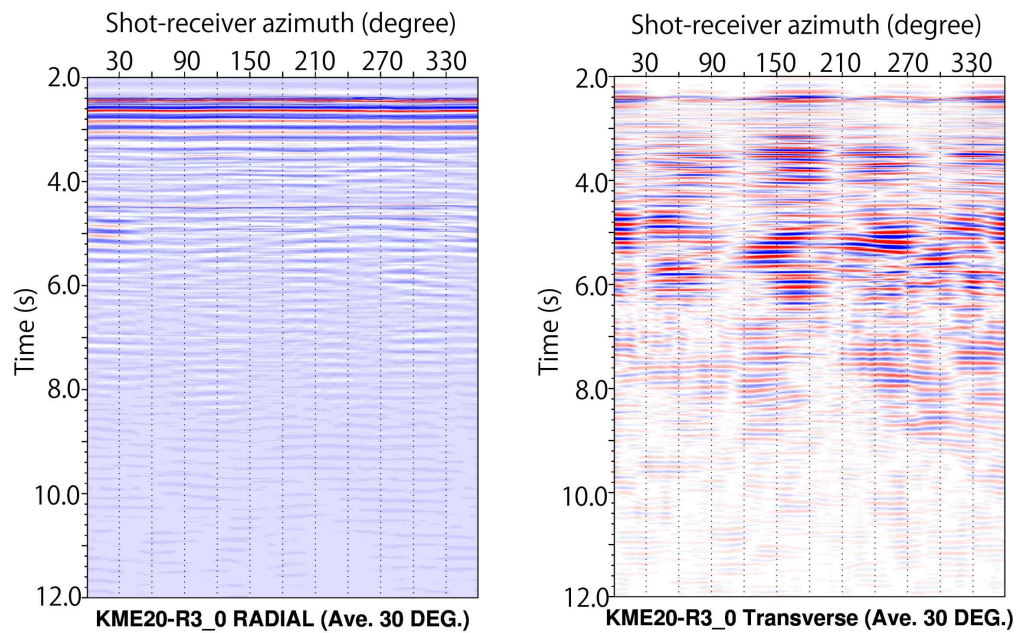


図 5-6 (a) KME19 観測点で観測された Radial および Transverse 成分の波形。角度方向に 30° のウインドウで移動平均処理を実施した結果。(b) 解析の結果得られた各層の異方性センブルランス。図中の点線はウインドウ内で正規化された Transverse 成分の RMS 振幅を示す。また、異方性センブルランスが最大となる Φ , τ を星印で示す。

a) Radial and Transverse records of KR15-08 KME20-R3 shooting line



b) Anisotropy semblance calculated from the Radial and Transverse records

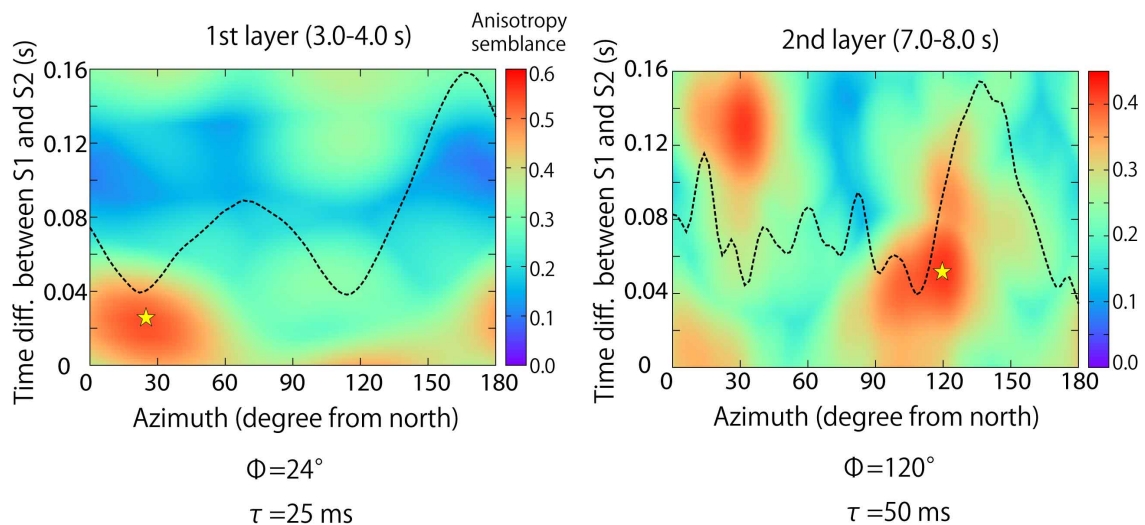
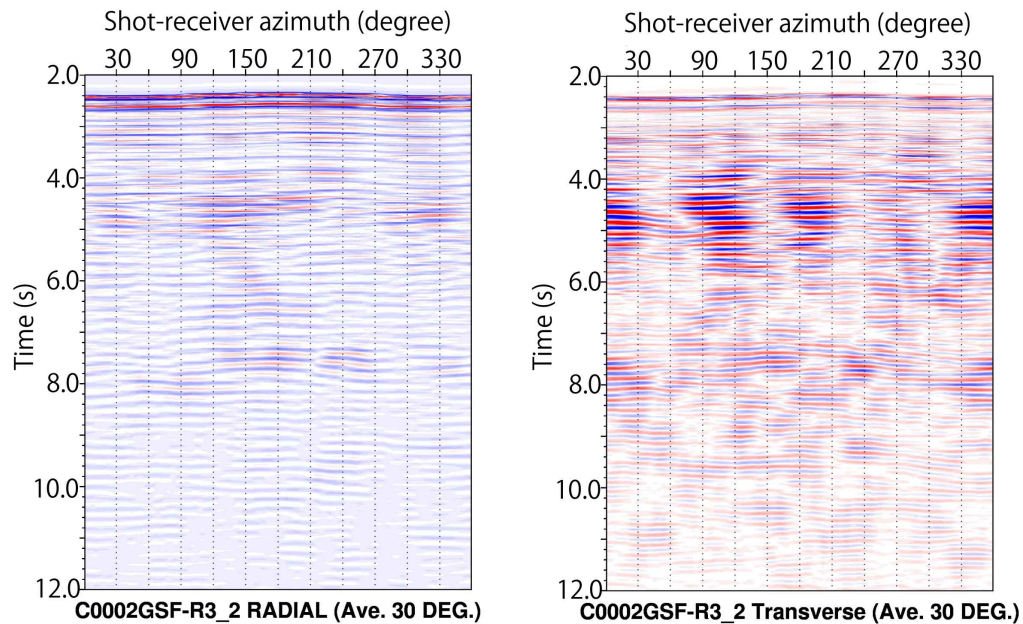


図 5-7 (a) KME20 観測点で観測された Radial および Transverse 成分の波形。角度方向に 30° のウィンドウで移動平均処理を実施した結果。(b) 解析の結果得られた各層の異方性センブルランス。図中の点線はウィンドウ内で正規化された Transverse 成分の RMS 振幅を示す。また、異方性センブルランスが最大となる Φ , τ を星印で示す。

a) Radial and Transverse records of KR15-05 C0002GSF-R3 shooting line



b) Anisotropy semblance calculated from the Radial and Transverse records

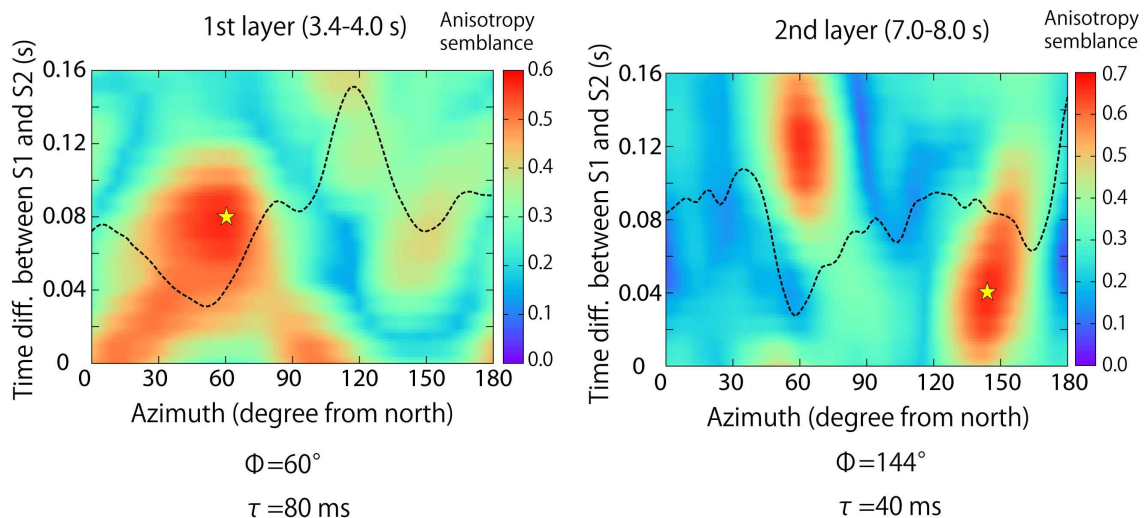


図 5-8 (a) C0002G 海底観測点で観測された **Radial** および **Transverse** 成分の波形。角度方向に 30° のウィンドウで移動平均処理を実施した結果。(b) 解析の結果得られた各層の異方性センブルランス。図中の点線はウィンドウ内で正規化された **Transverse** 成分の **RMS** 振幅を示す。また、異方性センブルランスが最大となる Φ , τ を星印で示す。

ここで、表 5-1 に示した通り、一部の観測点では同一航海、あるいは複数航海にわたり同一測線でのエアガン発振を実施している。これらのエアガン発振による観測データを同一の処理プロセスで解析することで、観測結果の安定性の評価、さらには S 波偏向

異方性・応力の時間変化の議論が可能になると期待し、複数回実施したデータセットを用いた解析を実施した。図 5-9～5-14 に得られた各繰り返し観測点の S 波偏向異方性処理の結果を示す。なお、繰り返し観測点の内、海底地震計の不調 (KR13-17 における KME17 観測点)、および、エアガン発振位置精度のばらつきによる走時差の影響が除去できないほど大きい観測点 (KMC11-R3 測線, KMD13-R3 測線の一部) 等、一部の観測データについては、本解析、繰り返し精度の議論から除外している。図 5-15 には除外した観測点での例として KR15-05 航海における KMD13-R3 測線におけるエアガン発振位置、初動走時の分布を示す。本解析では、水深 2000m 程度で初動走時のばらつきが ± 30 ms 以上を指標とし、それを超える走時差を取る ± 60 m 以上の発振位置誤差を持つ観測点については解析・議論より除外することとした。

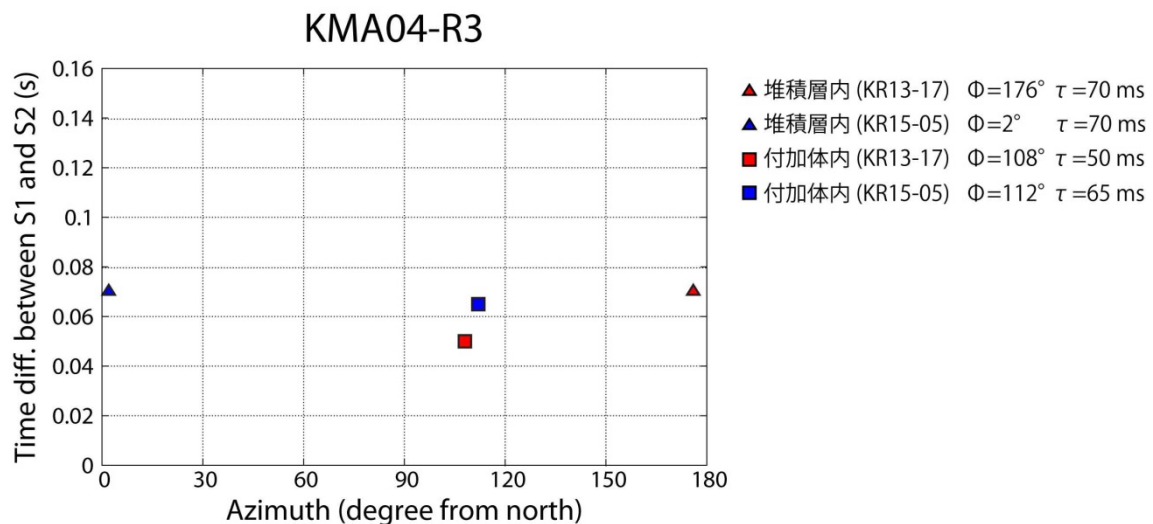


図 5-9 異方性センブランス解析の結果得られた KMA04 観測点直下の S 波偏向異方性パラメータ分布。

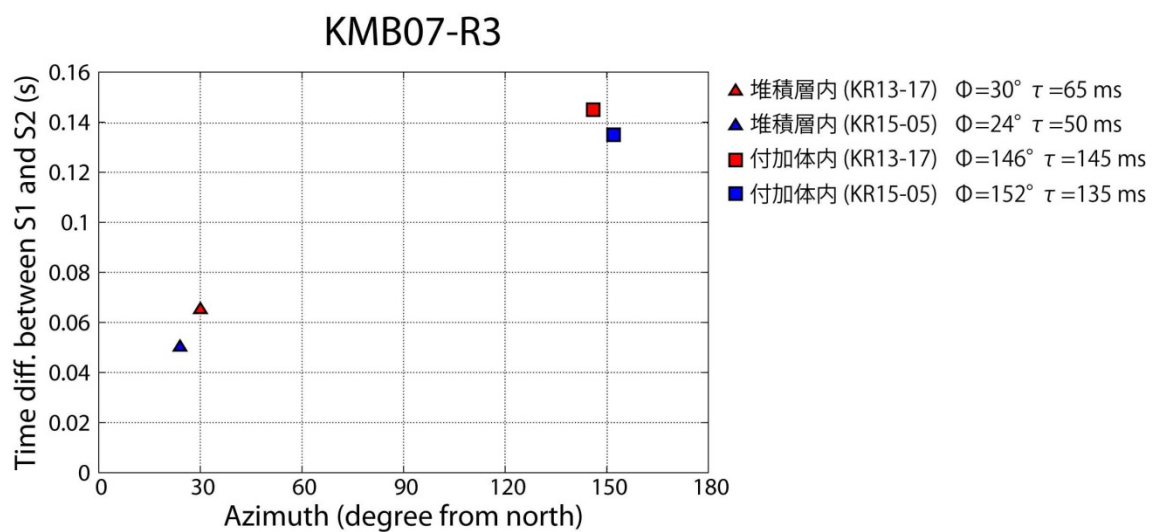


図 5-10 異方性センブランス解析の結果得られた KMB07 観測点直下の S 波偏向異方性パラメータ分布。

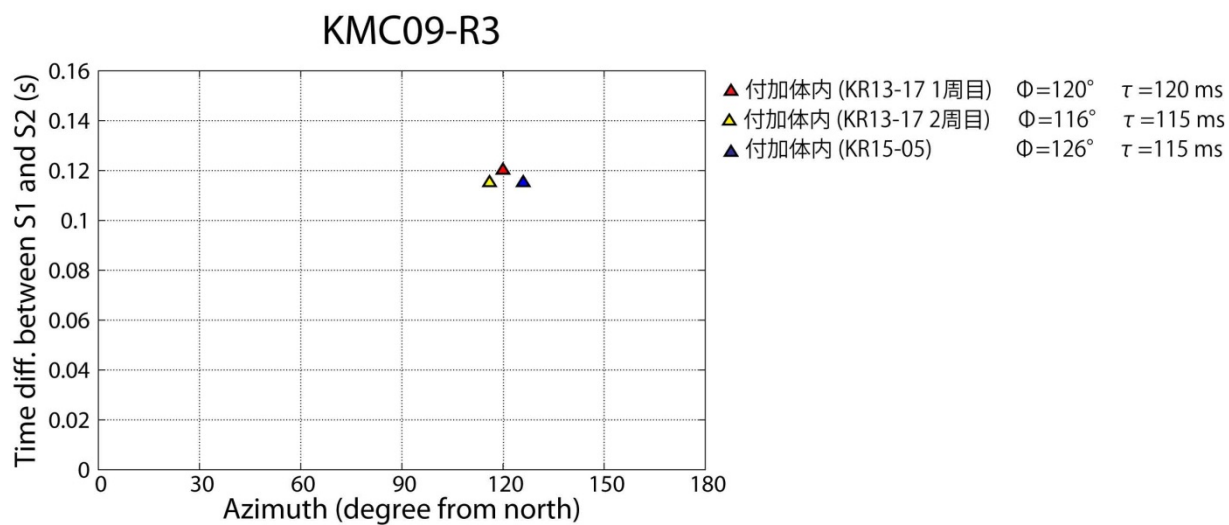


図 5-11 異方性センブランス解析の結果得られた KMC09 観測点直下の S 波偏向異方性パラメータ分布。

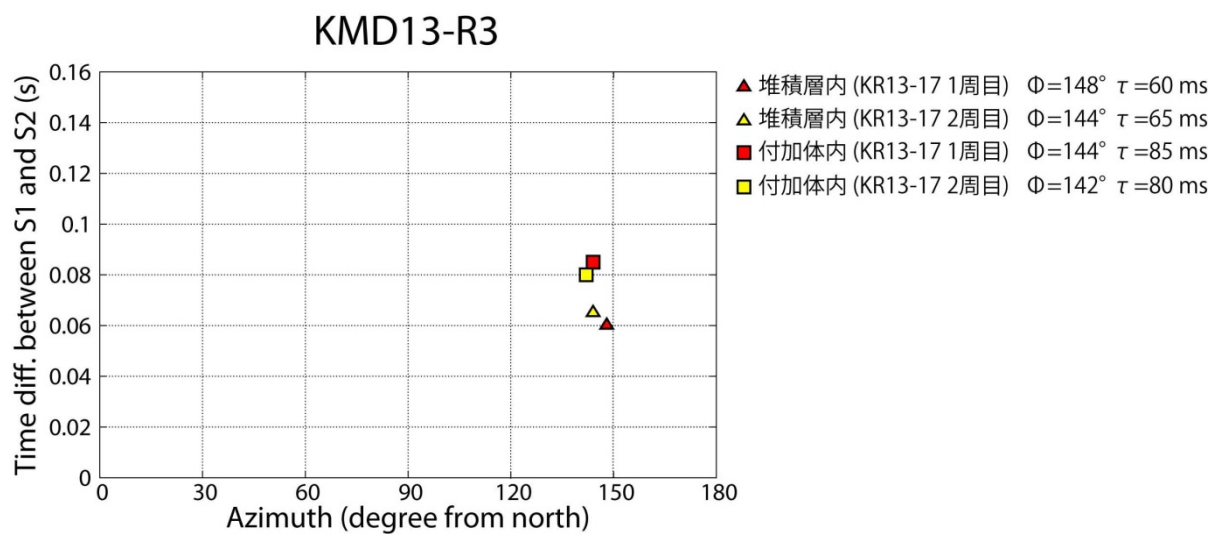


図 5-12 異方性センブランス解析の結果得られた KMD13 観測点直下の S 波偏向異方性パラメータ分布。

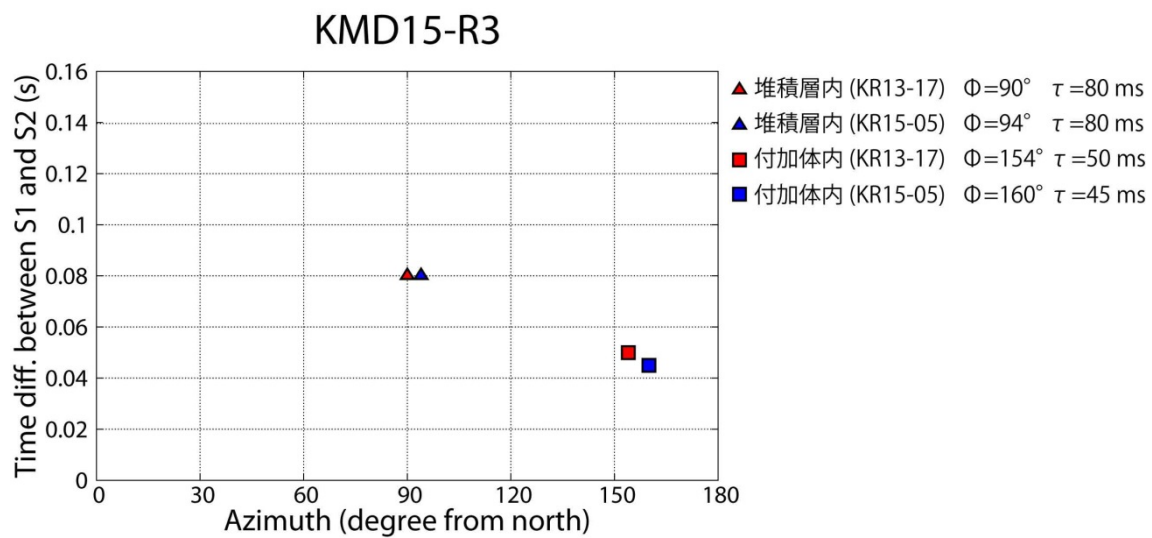


図 5-13 異方性センブランス解析の結果得られた KMD15 観測点直下の S 波偏向異方性パラメータ分布。

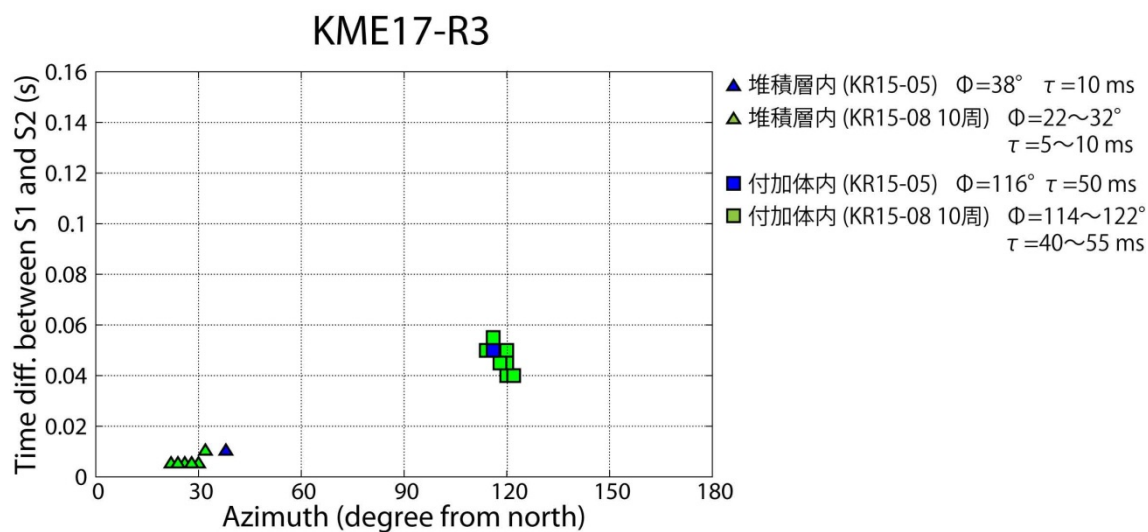


図 5-14 異方性センブランス解析の結果得られた KME17 観測点直下の S 波偏向異方性パラメータ。

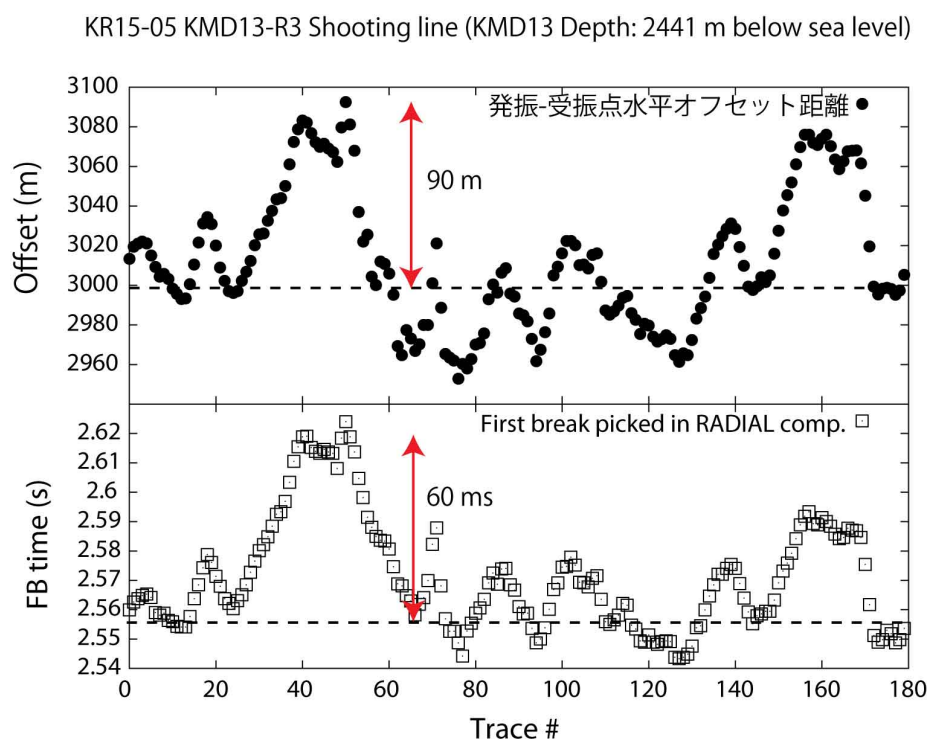


図 5-15 KR15-05 KMD13-R3 測線におけるエアガン発振位置・受振点の水平オフセットおよびそれによる初動走時の変化。ターゲットオフセット 3km に対して 90m 程度のずれがある場合、初動走時に最大 60ms 程度の走時差が認められる。

5.3 解析結果まとめ

解析の結果得られた深度ごとの S 波偏向異方性について、第 1 層である堆積層内の異方性、および第 2 層の付加体内部の異方性の方向（S 波速度が速い方向）についてまとめたものを図 5-16 に示す。得られた異方性の方向は、観測点の場所についてある程度のばらつきが認められるものの、熊野海盆南側に位置する KMB, KMD, KMC の各観測点では付加体内部での S 波速度が速い方向がおおよそプレート沈み込みの方向（約 150° ）に沿って分布しており、そのばらつきは $\pm 20^\circ$ 程度の範囲であった。一方で、堆積層内の異方性については観測点の場所に応じて変化が大きい。堆積層内の異方性は、観測点 KMA04, KMC12, および KMD13 では付加体内の物とほとんど同じ角度となり、プレート沈み込み方向とよく一致しているが、他の観測点については、それに直交する方向に広く分布している結果となった。

また、解析結果の安定性については、表層堆積層を対象とした解析では異方性方位が最大 6° 、異方性強度が最大 1% の変動が同一観測点での繰り返し観測データによる解析結果で認められた。同様に、付加体内を対象とした解析ではそれぞれ最大 10° 、0.7% の範囲を持つ値として得られた。これらのばらつきと解析の安定性、および応力時間変化の対応との議論については次項で触れることとし、本項では各観測点で得られた層ごとの異方性の角度、強度について表 5-2 および表 5-3 にまとめるにとどめる。なお、これらの表で示した層厚、速度値は、Kamei et al. (2012) で示された P 波速度モデルの測線に対して各観測点の位置を投影し、同速度モデルで示された構造境界面、速度値を参照し、堆積層内では、深度 100m、速度 10m/s、付加体内では深度 500m、速度 50m/s の精度で粗く設定している。

また、堆積層における S 波偏向異方性について第 3 章で求めた値と比較した所、一部の観測点では整合的であるが、最大で角度にして 40° 程度の違いがある観測点があり、さらに強度についても最大 $\pm 1\%$ 程度の違いが認められた。これは、常時微動記録では 1Hz 程度のピーク周波数であるのに対して、エアガン発振震源は 8Hz 程度のピーク周波数、さらには常時微動記録による結果は、ゼロオフセットでの議論に対してエアガン解析の結果はある程度の領域内（観測点直下を中心に最大数 100m の範囲）での異方性となることから、スケールが異なる構造における異方性を見ている可能性を示唆する結果である。本章では、以降の応力の議論ではより S/N の高い記録から得られた結果であるエアガンデータによる異方性解析結果についてのみ議論することとする。

表 5-2 得られた S 波偏向異方性の方位，強度一覧（堆積層内）

| 観測点 | 第1層(表層堆積層) | | | | | |
|--------|--------------------|-------------------|-----------------|---------------|-----------|------------|
| | 反射波走時 (平均, sec) | 異方性方位 (degree) | 異方性強度 (msec) | S波速度 (m/s) | 層厚 (m) | 異方性 (%) |
| KMA02 | 4.0 | 40 | 20 | 720 | 1200 | 1.2 |
| KMA03 | 3.5 | 134 | 10 | 720 | 1200 | 0.6 |
| KMA04 | 4.0 | 176 ~ 182 | 70 | 720 | 1200 | 4.0 |
| KMB07 | 3.2 | 24 ~ 30 | 50 ~ 65 | 720 | 1000 | 3.5 ~ 4.5 |
| KMC09 | — | — | — | — | — | — |
| KMC12 | 3.9 | 122 | 60 | 720 | 1200 | 3.5 |
| KMD13 | 4.0 | 144 ~ 148 | 60 ~ 65 | 720 | 1200 | 3.5 ~ 3.8 |
| KMD15 | 4.0 | 90 ~ 94 | 80 | 720 | 1200 | 4.6 |
| KME17 | 3.5 | 26 ~ 32 | 5 ~ 10 | 720 | 1000 | 0.4 ~ 0.7 |
| KME19 | 3.5 | 36 | 45 | 720 | 1000 | 3.1 |
| KME20 | 3.5 | 24 | 25 | 720 | 1000 | 1.8 |
| C0002G | 3.5 | 60 | 80 | 720 | 1000 | 5.4 |

表 5-3 得られた S 波偏向異方性の方位，強度一覧（付加体内）

| 観測点 | 第2層(付加体層) | | | | | |
|--------|--------------------|-------------------|-----------------|---------------|-----------|------------|
| | 反射波走時 (平均, sec) | 異方性方位 (degree) | 異方性強度 (msec) | S波速度 (m/s) | 層厚 (m) | 異方性 (%) |
| KMA02 | 5.5 | 98 | 15 | 1850 | 3000 | 0.9 |
| KMA03 | 7.0 | 110 | 5 | 1850 | 4000 | 0.2 |
| KMA04 | 6.5 | 108 ~ 112 | 50 ~ 65 | 1850 | 3500 | 2.6 ~ 3.3 |
| KMB07 | 7.0 | 146 ~ 152 | 135 ~ 145 | 1850 | 4000 | 5.9 ~ 6.3 |
| KMC09 | 5.5 | 116 ~ 126 | 115 ~ 120 | 1850 | 4000 | 5.1 ~ 5.3 |
| KMC12 | 7.0 | 133 | 55 | 1850 | 3000 | 3.3 |
| KMD13 | 6.0 | 142 ~ 144 | 80 ~ 85 | 1850 | 3000 | 4.7 ~ 5.0 |
| KMD15 | 6.5 | 154 ~ 160 | 45 ~ 50 | 1850 | 3000 | 2.7 ~ 3.0 |
| KME17 | 7.0 | 114 ~ 122 | 40 ~ 55 | 1850 | 5000 | 1.5 ~ 2.0 |
| KME19 | 7.5 | 160 | 110 | 1850 | 5000 | 3.9 |
| KME20 | 7.5 | 120 | 50 | 1850 | 5000 | 1.8 |
| C0002G | 7.5 | 144 | 40 | 1850 | 4000 | 1.8 |

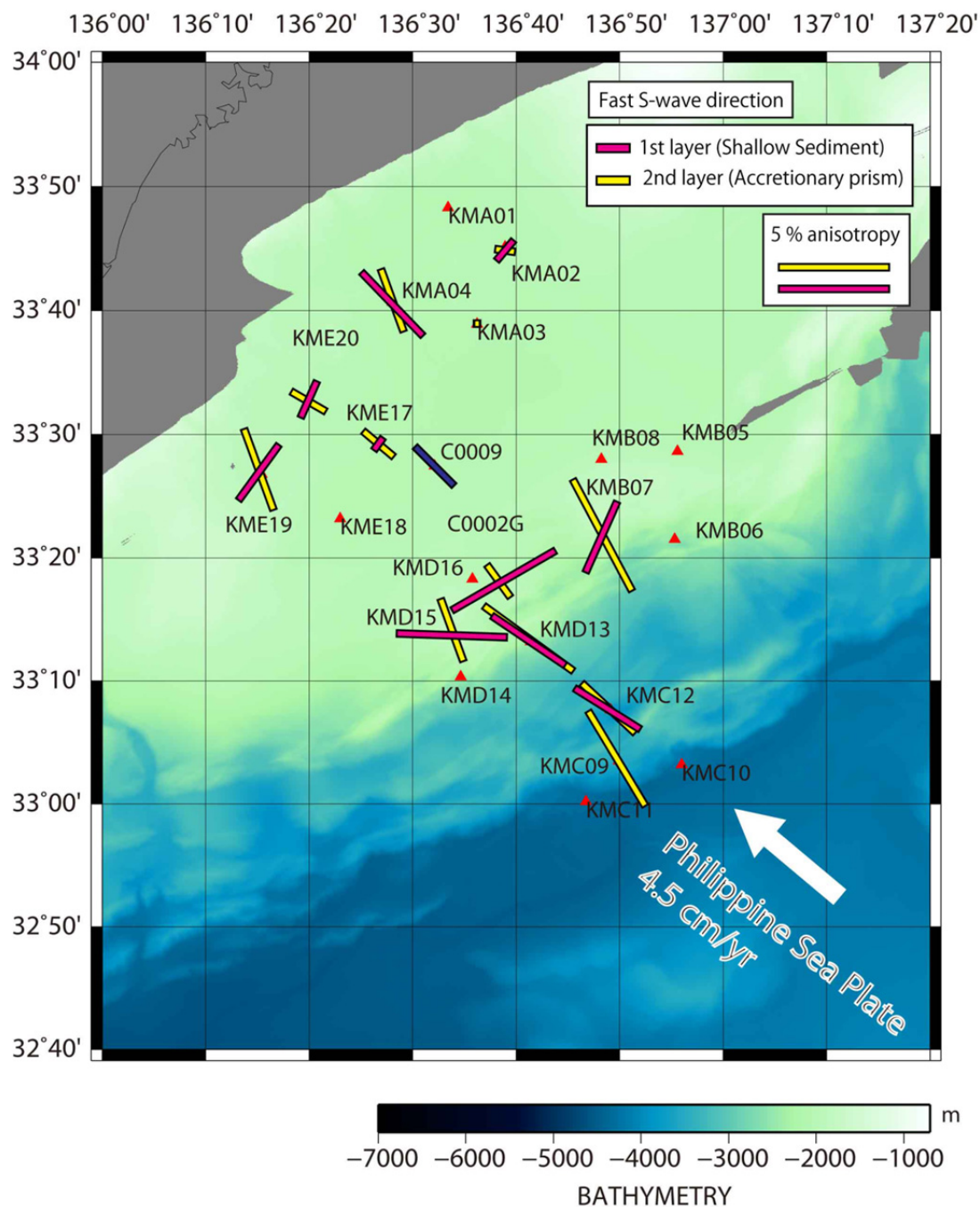


図 5-16 解析の結果得られた深度ごとの S 波偏向異方性の方向（S 波速度が速い方向）。マゼンタのバーが堆積層内の異方性方向を示し、黄色のバーは付加体内の異方性方向を示す。それぞれの長さは、異方性の強度に対応している。また、青色のバーは Lin et al. (2010) で示された C0009 掘削孔でのボアホールブレイクアウトの結果から得られた水平主応力方向（ $135^{\circ} \pm 11^{\circ}$ ，海底下深度約 1300～1550m）を示す。

5.4 S波偏向異方性から推定される水平差応力分布

ここで、得られたS波偏向異方性パラメータを用いた南海トラフ広域での応力分布の議論のため、ランダムにクラックを含むモデルに対して水平応力を载荷した岩盤モデルについて検討する。図5-17にクラックを含む岩盤モデルのイメージ図を示す。

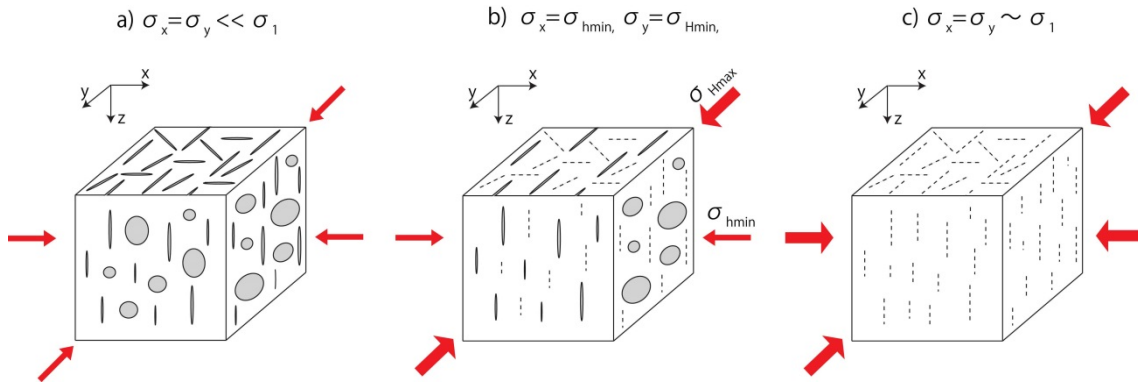


図 5-17 水平応力とクラックの関係を示す模式図（岡本（2014）Figure4-1 を改変）。a) 水平応力が等しく、それらが最大主応力（ σ_1 ）と比較し十分小さい場合。b) σ_x を水平最小主応力、 σ_y を水平最大主応力とする場合。c) 水平主応力が等しく、それらが最大主応力（ σ_1 ）に近づく場合。

ここで、今後の議論のために下記に示す仮定をおく。

- (1) 異方性のモデルは HTI (Transversally Isotropic with the Horizontal axis of symmetry) とし、異方性はクラックの偏向配列により決定されるものとする。
- (2) 水平差応力の影響を受けるクラックは、アスペクト比が同一のものと仮定する。
- (3) 対象とするクラックの法線方向に水平最小主応力を上回る応力が载荷された際には、水平最大主応力方向以外のクラックが全て閉塞するものと仮定する。

本研究では、S波偏向異方性の強度から、水平応力の差（水平差応力）の議論をするために Nur (1971) で示された下記の式を用いる。

$$\alpha \leq \frac{\sigma_n}{E_0} \quad (5-1)$$

ここで、 α はクラックのアスペクト比、 σ_n はクラックに対して鉛直方向に作用する応力、 E_0 はその方向に対するヤング率である。式 5-1 を満たす時、応力に直交するクラックは閉塞する。ここで、S 波偏向異方性の S 波が速い方向を水平最大主応力 σ_{Hmax} 、S 波が遅い方向を水平最小主応力 σ_{hmin} とし、それぞれの方向に対するヤング率を E_1, E_2 とする。同じアスペクト比を持つ直交するクラックで考えた場合、それぞれの関係は下記の式を満たすものとなる。

$$\alpha \leq \frac{\sigma_{Hmax}}{E_1} \quad (5-2)$$

$$\alpha > \frac{\sigma_{hmin}}{E_2} \quad (5-3)$$

ここで、水平最大主応力と、水平最小主応力の差の最小値を下記の式で与える。

$$\min(\Delta\sigma_H) = \min(\sigma_{Hmax} - \sigma_{hmin}) \quad (5-4)$$

また、上式 5-2～5-4 の関係から、水平差応力の最小値とクラックのアスペクト比、ヤング率の関係は以下の関係式で表すことができる。

$$\min(\Delta\sigma_H) > \alpha\Delta E \quad (5-5)$$

式 5-5 で示す ΔE はヤング率 E_1, E_2 の差分である。ヤング率 E_1, E_2 は密度、P 波速度、S 波速度を用いて以下の式で表すことができる。

$$E_1 = \rho V_{s_1}^2 \frac{3V_{p_1}^2 - 4V_{s_1}^2}{V_{p_1}^2 - V_{s_1}^2} \quad (5-6)$$

$$E_2 = \rho V_{s_2}^2 \frac{3V_{p_2}^2 - 4V_{s_2}^2}{V_{p_2}^2 - V_{s_2}^2} \quad (5-7)$$

ここで、 ρ は密度 (kg/m^3)、 V_{p1}, V_{p2} はそれぞれ速い P 波速度、遅い P 波速度 (m/s)、 V_{s1}, V_{s2} は速い S 波速度、遅い S 波速度 (m/s) を表す。本研究では関係式 5-5～5-7 を用いて、S 波偏向異方性のパラメータと水平差応力の最小値の関係について議論する。

なお、P 波速度の異方性の影響は相対的に小さいため、以降の議論でヤング率を用いる際には、P 波速度の異方性についても S 波速度と同一強度を持つものと仮定して議論を進めることとする。

ここで、同一の岩石サンプルが対象であれば、クラックのアスペクト比は岩石サンプルに作用する有効封圧により変化することが知られている (Schubnel et al., 2006)。本研究では、Schubnel et al. (2006) で示された有効封圧とクラックアスペクト比の関係を参考に堆積層内および付加体層でのクラックアスペクト比をそれぞれ 0.005, 0.003 と仮定して、それぞれの層の水平差応力の最小値について推定する(図 5-18 および 5-19)。

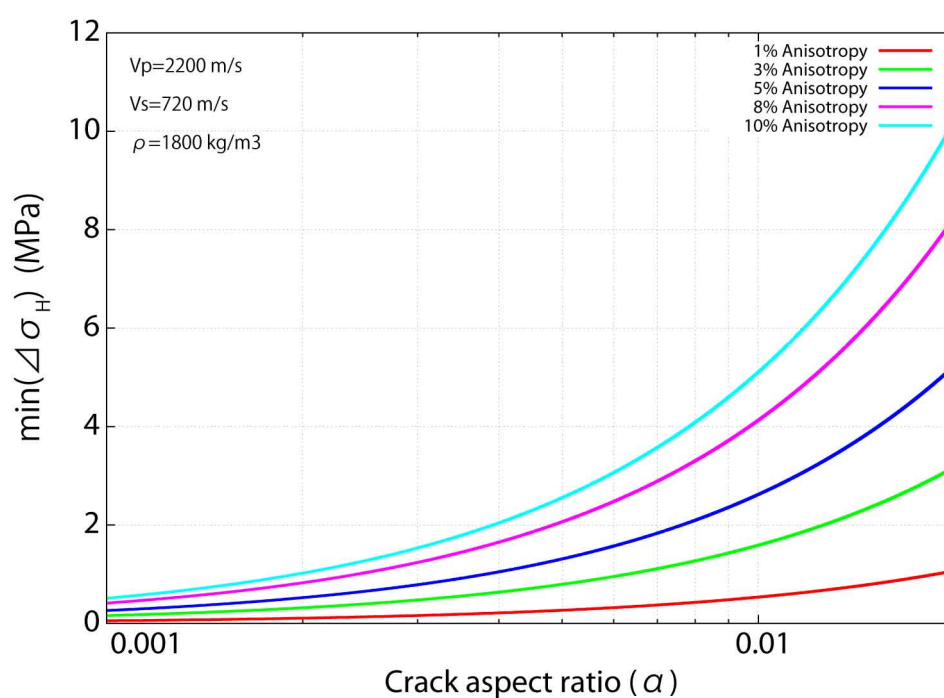


図 5-18 堆積層の速度構造より計算されるクラックアスペクト比と水平差応力の最小値の関係

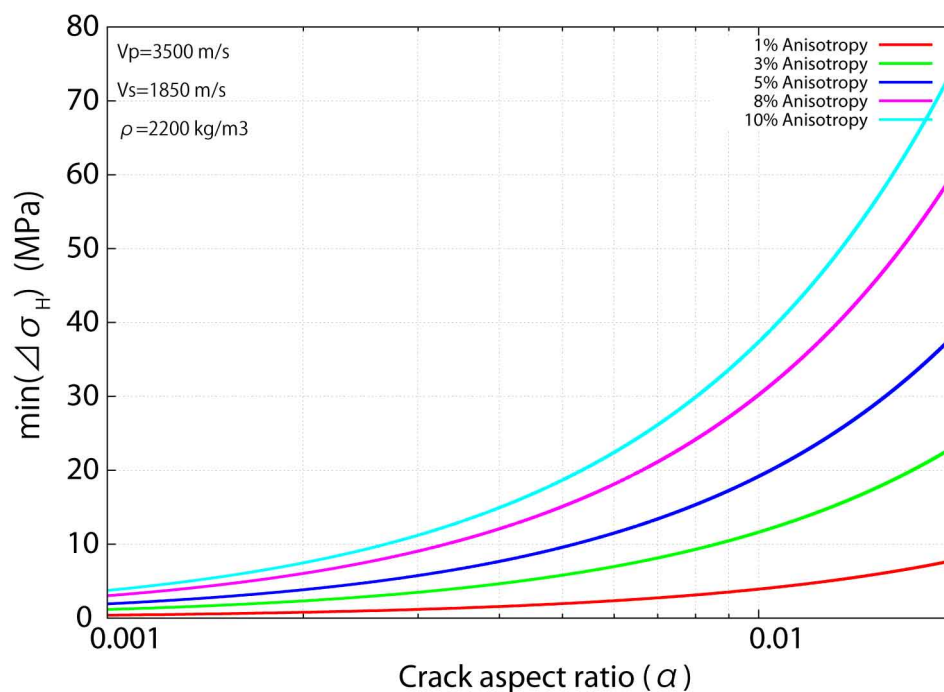


図 5-19 付加体層の速度構造より計算されるクラックアスペクト比と水平差応力の最小値の関係

表 5-4～5-5 に各観測点の S 波偏向異方性解析の結果から推定された水平差応力の最小値をまとめる。基本的には、水平差応力は堆積層内の方が付加体内よりも小さな値として推定されており、堆積層と付加体内での比は堆積層内での値を分母として、おおよそ 1.5～10 倍程度の値となった。また、図 5-20 に得られた水平差応力の分布を空間的に補間した広域における水平差応力分布のプロットを示す。なお、図 5-20 では、繰り返し観測点については結果を単純平均して求めたものを示している。

表 5-4 S 波偏向異方性から推定される各観測点直下の水平差応力の最小値(堆積層)

| 観測点 | 第1層(表層堆積層) | | |
|--------|-------------------|------------|--------------------|
| | 異方性方位 (degree) | 異方性 (%) | 水平差応力 最小値 (MPa) |
| KMA02 | 40 | 1.2 | 0.3 |
| KMA03 | 134 | 0.6 | 0.2 |
| KMA04 | 176~182 | 4.0 | 1.1 |
| KMB07 | 24~30 | 3.5~4.5 | 0.9~1.2 |
| KMC09 | — | — | — |
| KMC12 | 122 | 3.5 | 0.9 |
| KMD13 | 146 | 3.5~3.8 | 0.9~1.0 |
| KMD15 | 90~94 | 4.6 | 1.2 |
| KME17 | 26~32 | 0.4~0.7 | 0.1~0.2 |
| KME19 | 36 | 3.1 | 0.8 |
| KME20 | 24 | 1.8 | 0.5 |
| C0002G | 60 | 5.4 | 1.5 |

表 5-5 S 波偏向異方性から推定される各観測点直下の水平差応力の最小値(付加体内)

| | 第2層(付加体層) | | |
|--------|-------------------|------------|--------------------|
| | 異方性方位 (degree) | 異方性 (%) | 水平差応力 最小値 (MPa) |
| KMA02 | 98 | 0.9 | 1.0 |
| KMA03 | 110 | 0.2 | 0.2 |
| KMA04 | 108~112 | 2.6~3.3 | 2.7~3.5 |
| KMB07 | 152 | 5.9~6.3 | 6.1~6.5 |
| KMC09 | 116~126 | 5.1~5.3 | 5.3~5.5 |
| KMC12 | 133 | 3.3 | 3.4 |
| KMD13 | 142~144 | 4.7~5.0 | 4.9~5.2 |
| KMD15 | 160 | 2.7~3.0 | 2.8~3.1 |
| KME17 | 130 | 1.5~2.0 | 1.6~2.1 |
| KME19 | 160 | 3.9 | 4.1 |
| KME20 | 120 | 1.8 | 1.9 |
| C0002G | 144 | 1.8 | 1.9 |

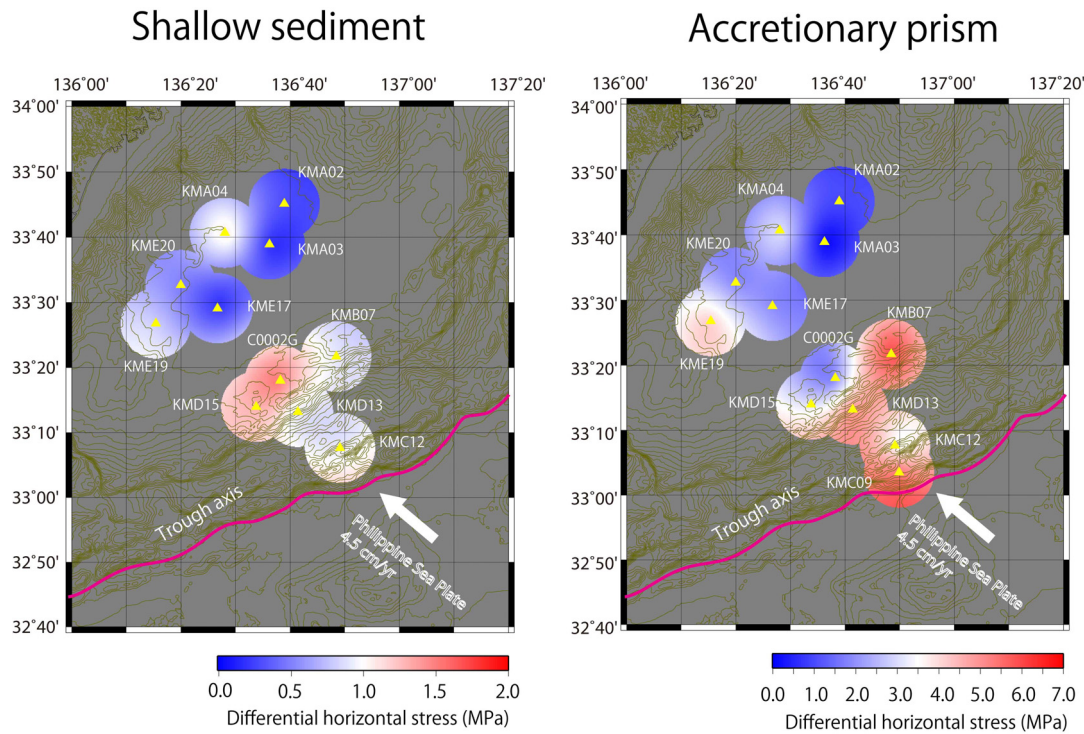


図 5-20 得られた水平差応力最小値の分布について、堆積層内 (左) と付加体内 (右) の広域での分布を示すコンタープロット。トラフ軸をマゼンタの実線、各観測点の位置を黄色三角で示す。各観測点からの半径 10km の領域で空間的な補間処理 (Smith and Wessel, 1990) を適用している。

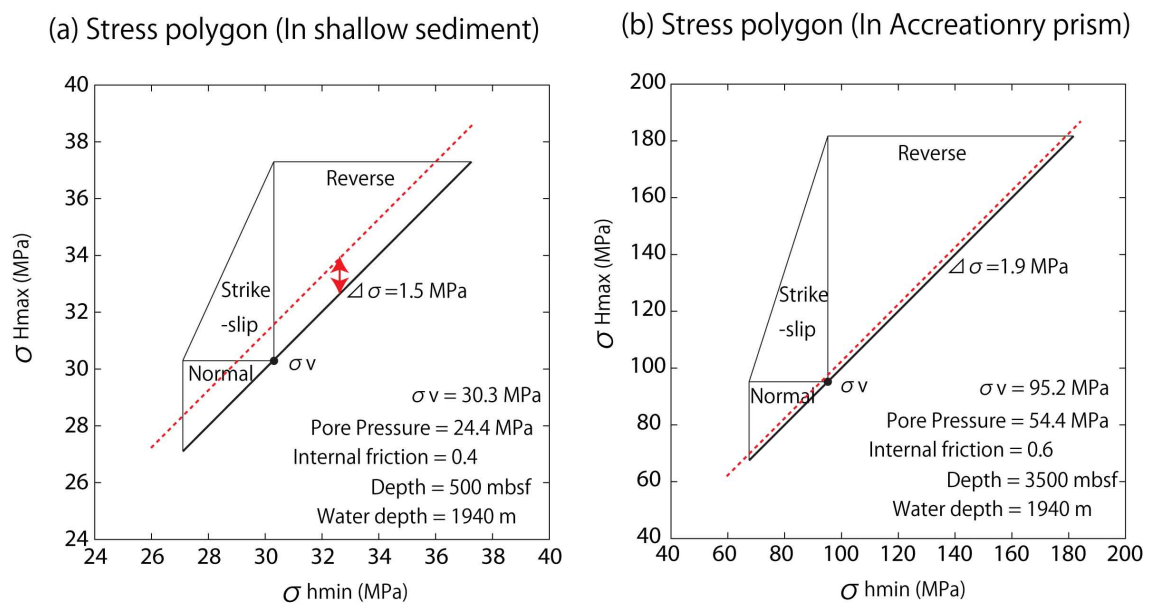


図 5-21 C0002G 海底観測点で得られた(a)堆積層内および(b)付加体内の水平差応力最小値(赤点線)と、速度構造モデルから推定された Stress polygon の比較。

ここで、得られた水平差応力が他のパラメータから推定される応力モデルに対して妥当な値であるか確認するために、堆積層内で最大の値が得られた C0002G 観測点の結果、および P 波速度、密度構造を用いて堆積層、付加体層それぞれについての Stress polygon (例えば Chang et al., 2010) を作成した (図 5-21)。鉛直応力 σ_v は下記の式で示される密度推定式 Gardner's equation (Gardner et al., 1974) を用いて P 波速度構造より推定した密度に対して、深度方向プロファイルの積分値に重力加速度を乗ずることにより算出した。ここで ρ は密度(g/cm³)、 V_p は P 波速度 (m/s) を表す。なお、内部摩擦係数 μ は、Huffman and Saffer (2016) を参考に、堆積層内では 0.4、付加体内では 0.6 の値を用いた。

$$\rho = 0.31 \times V_p^{0.25} \quad (5-8).$$

Stress polygon 上に本研究で得られた C0002G 観測点における差応力をプロットした結果、堆積層内、付加体内ともに Stress polygon 上での応力モデルとして妥当な値であることが確認できた。他の観測点では堆積層内は C0002G 観測点と比較して小さな差応力として検出されており、かつ付加体内で推定された差応力は、Stress polygon の取り得る値と比較して十分小さいことが確かであるため、本研究の結果得られた水平差応力は、最小値という限られた情報ではあるにせよ応力モデルとしては妥当な範囲である。本解析の結果推定された各観測点での S 波偏向異方性、水平差応力の結果について以下にまとめる。

・ KMA04 における S 波偏向異方性結果は、常時微動を用いた図 2-14 およびエアガン信号の P-S 変換反射波を用いた図 3-13 では沈み込むプレートの移動ベクトルに直交する。しかし S/N に十分配慮して処理を行った結果である図 5-16 では、プレート移動ベクトルに平行している。図 2-14 における結果と図 5-16 による結果を比較した場合、2～3%を超える S 波偏向異方性を検出できた地点でのベクトルが両図で一致する傾向がある。このことは、S/N 比のあまり高くないデータに基づき処理から得られた図 2-14 および図 3-13 において、弱い S 波偏向異方性しか検出できなかった場合、推定された S 波偏向異方性がデータに含まれるノイズの影響を受けてしまったことを意味している。即ち、第 2 章および第 3 章で用いた Alford Rotation 法はノイズに敏感であり、この結果には十分な注意が必要である。本章では S/N 比を高めるためのセンブランス法を導入しており、KMA04 における結果は第 2 章および第 3 章とは異なるものの、両章の解析結果に比較し信頼性は高いと考えることができる。従って、以下の議論では本章の結果を用いることとする。

・ 陸側の観測点 KMA, および KME 観測点では、一部例外があるものの、S 波偏向異方

性、推定された水平差応力の最小値はいずれも相対的に小さな値を示す傾向がある。異方性の強度は KMA04, KME19 における付加体内の異方性が最大で 4%になるが、他の観測点では 2%以下の値を示している。水平差応力最小値は、堆積層内で 0.2~1.1MPa と比較的小さい。付加体内では KMA04, KME19 ではそれぞれ 3.5, 4.1 MPa と大きい、それ以外の観測点では、最大 2.1 MPa と推定された。これは、Tsuji et al. (2011b) で示された KME17 付近に掘削された C0009 掘削孔を利用して実施された VSP 探査の P 波異方性解析から推定された差応力 2.7~5.5 MPa と比較しても妥当な値である。KMA04 を除く観測点では、S 波偏向異方性の速度が速い方向から推定される水平主応力方向は、堆積層内では、おおよそプレート沈み込み方向に直交する方向、付加体内では、熊野海盆浅部の、中央で厚く周囲で薄化する構造盆地構造推察されるプレート沈み方向への伸長場を示唆する水平な方向として算出された。一方で、KMA04 の解析結果は、堆積層、付加体内共にプレート沈み込み方向に近い方向として推定されている。KMA04 は熊野海盆の北西端に位置し、局所的な構造の影響によるものである可能性が高い。構造盆地構造からは、熊野海盆北西端および南西端における KMA04 から KMB07 にかけて常設の地震観測点はなく、両観測点を通る北西—南東方向の S 波偏向異方性の空間分布の推定など新たな観測データの取得を含めて今後の検討が必要である。Moore et al. (2015) が反射法地震探査の結果から議論した通り、KMB07 側の Outer Ridge 隆起運動は浅部構造における主応力方位とプレート運動方向が一致する傾向を示すことが予測される。しかし、広範な反射法地震探査の実施できない浅海部に位置する KMA04 の地下構造は今後の調査を待つ必要もある。

・前弧海盆の南東端付近に位置する KMB, KMD および C0002G 孔内観測点では、S 波偏向異方性の強度、水平差応力が相対的に大きな値として推定された。例えば、KMB07 では付加体内で 6%を超える異方性強度が得られた。水平差応力の最小値についても同様に相対的に大きく、同じ KMB07 の付加体内では、最大 6.5MPa として推定された。S 波の速い方向から推定される水平主応力方向は、おおよそ堆積層内では、プレート沈み込み方向と直交する方向、付加体内ではプレート沈み込み方向と平行する方向として推定された。また、C0002G 観測点で得られた堆積層内の S 波の速い方向 (60°) については、C0002 サイトで掘削中に実施されたボアホールブレイクアウト観測の結果 (Kinoshita et al., 2009; Lin et al., 2015) で示された水平主応力の方向 (40~60°) と整合的である。

・トラフ軸に近い観測点については、海底地形の変化が相対的に大きく、かつ一部の観測点では堆積層下部からの反射波が明瞭でないためデータ解析を安定して実施することが困難であったが、堆積層の異方性強度は 3.5%程度、および付加体内の異方性強度については 3.3~5.5 %として推定された。水平差応力については堆積層では 0.9MPa,

付加体内でそれぞれ 3.4~5.5MPa と推定された。S 波偏向異方性解析の結果から推定される主応力方向はいずれもプレート沈み込みと平行の方向に近い方向として推定された。なお、トラフ軸に最も近い KMC09 観測点については、堆積層下部からの反射波、付加体層下部からの反射波を明瞭に分離することが困難であったため、堆積層の解析は行わず、付加体層のみの解析を実施した。

・一部の観測点で実施した繰り返し観測データの解析結果について、異方性の方位に関しては、最大 10° の範囲、強度に関しては、最大 1.0 % の範囲で変動が認められた。また、水平差応力についても、特に KMA04, KME17 では変動が大きく、付加体内の解析結果では、最大 0.8 MPa 程度、解析結果に差があることを確認した。一方でそれ以外の観測点では、堆積層内、付加体内ともに 0.3 MPa 程度の変動であった。プレート境界型地震発生に伴う応力降下は最大で数 MPa と推定されており（例えば Seno, 2014), 仮に応力降下量を 3.0 MPa, 地震の発生サイクルを 100 年と仮定した場合でも、年変動は 0.03 MPa となり、本解析のばらつきは 1 桁大きい値となっている。このことから、本解析の結果得られた変動を応力の変化による時間変化と考えることは難しく、観測、解析誤差による変動である可能性が高い。特に、観測ではエアガンの発振位置精度が解析結果に大きく影響を与えることが第 4 章で実施した数位置計算の結果でも示されており、今後の繰り返し観測を実施する際には、同一観測内での周回観測の評価を継続すると同時にエアガンの位置保持精度を向上するための試みを検討する必要がある。

5.5 結言

本章では、第 4 章で提案した深度ごとに異方性が異なる媒質での S 波偏向異方性解析手法を第 3 章で示した観測データに適用し、南海トラフ地震発生帯広域における S 波偏向異方性の三次元分布に関する解析を行った。得られた S 波偏向異方性解析結果に対して、クラックのアスペクト比と応力の関係式である Nur の式を適用し、水平差応力の分布を推定する手法により南海トラフ広域での応力場推定に関する議論を行った。本章で実施した S 波偏向異方性と水平差応力の関係の定式化には多くの仮定が存在し、差応力の最小値という限られた情報ではあるが、得られた差応力については既往研究で得られた値、および推定された応力モデルと比較しても妥当な範囲であり、本手法は南海トラフ広域における応力分布の推定には有効な手法であることを確認した。また、熊野海盆の浅部および深部の主応力方位および差応力の空間分布など、熊野海盆の形成過程との長期的な関連を強く示唆していると考えられる。

同一観測点で実施した繰り返し観測データの解析結果からは、本手法の観測・処理に

よる結果の誤差も明らかとなった。本解析では最大1年程度の間隔での繰り返し観測データしか存在しないため、今後の繰り返し観測データでさらなる検討が必要であるが、本解析の結果からは、誤差範囲はおおよそ10年程度の応力変化量に対応することを確認した。今後は解析精度の向上と併せて、観測精度の向上についても議論を進める必要がある。一方で、本結果は少なくとも10年程度の繰り返し観測を継続的に実施することによる応力の時間変化検出の可能性を示唆する。これは、定常設置型の海底地震計を利用した地震学的繰り返し観測の有効性および今後の可能性を示すものである。今後、本研究で得られたS波偏向異方性と水平差応力の議論をより定量的に行うためには、本研究で仮定したクラックのアスペクト比、層厚を含むP波、S波速度構造について、原位試験、コアサンプル解析等の観測結果を用いたキャリブレーションが重要である。

参考文献

1. Chang, C., McNeill, L. C., Moore, J. C., Lin, W., Conin, M., and Yamada, Y., 2010, In situ stress state in the Nankai accretionary wedge estimated from borehole wall failure, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 12, doi:10.1029/2010GC003261
2. Castagna, J. P. M. L. Batzle, R. L. Eastwood, R., 1985, Relationships between compressional-wave and shear-wave velocities in clastic silicate rocks, *Geophysics* 50: 571–581. doi:10.1190/1.1441933.
3. Gardner, G.H.F., Gardner L.W., and Gregory A.R., 1974, Formation velocity and density--the diagnostic basics for stratigraphic traps, *Geophysics*. 39:, p.770–780., doi:10.1190/1.1440465.
4. Huffman, K. A., and Saffer, D. M., 2016, In situ stress magnitudes at the toe of the Nankai Trough Accretionary Prism, offshore Shikoku Island, Japan, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, doi:10.1002/2015JB012415.
5. Kamei, R., Pratt, G., and Tsuji, T., 2012, Waveform Tomography Imaging of a Megaseismic Fault System in the Seismogenic Nankai Subduction Zone, *Earth Planet. Sci. Lett.* 317–318, 343–353.
6. Kinoshita, M., Tobin, H., Ashi, J., Kimura, G., Lallemant, S., Screaton, E.J., Curewitz, D., Masago, H., Moe, K.T., and the Expedition 314/315/316 Scientists, 2009. *Proc. IODP, 314/315/316: Washington, DC (Integrated Ocean Drilling Program Management International, Inc.)*. doi:10.2204/iodp.proc.314315316.200.
7. Lin, W., Doan, M. L., Moore, J. C., McNeill, L., Byrne, T. B., Ito, T., Saffer, D.,

- Conin, M., Kinoshita, M., Sanada, Y., Moe, K., T., Araki, E., Tobin, H., Boutt, D., Kano, Y., Hayman, N. W., Flemings, P., Huftile, G., J., Cukur, D., Buret, C., Schleicher, A., M., Efimenko, N., Kawabata, K., Buchs, D., M., Jiang, S., Kameo, K., Horiguchi, K., Wiersberg, T., Kopf, T., Kitada, K., Eguchi, N., Toczko, S., Takahashi, K., and Kido, Y., 2010, Present-day principal horizontal stress orientations in the Kumano forearc basin of the southwest Japan subduction zone determined from IODP NanTroSEIZE drilling Site C0009: Geophysical Research Letters, 37, no. 13, L13303.
8. Lin, W., Byrne, T. B., Kinoshita, M., McNeill, L. C., Chang, C., Lewis, J. C., Yamamoto, Y., Saffer D. M., Moore, J. C., Wu, H., Tsuji, T., Yamada, Y., Conin, M., Saito, S., Ito, T., Tobin, H. J., Kimura, G., Kanagawa, K., Ashi, J., Underwood, M. B., Kanamatsu, T., 2015, Distribution of stress state in the Nankai subduction zone, southwest Japan and a comparison with Japan Trench, Tectonophysics, in press, doi:10.1016/j.tecto.2015.05.008.
 9. Moore, G., F., Boston, B., B., Strasser, M., Underwood, M., B., and Ratliff, R., A., 2015, Evolution of tectono-sedimentary systems in the Kumano Basin, Nankai Trough forearc, Marine and Petroleum Geology, 67, 604-616.
 10. Nur, A., 1971. Effect of Stress on Velocity Anisotropy in Rocks with Cracks, Journal of Geophysical. Research., 76, 2022-2034.
 11. 岡本 京祐, 2014, 地震波散乱現象を用いた地域応力場変化の本質的推定法の研究, 京都大学博士論文, doi: 10.14989/doctor.k18238
 12. Schubnel, A., Benson, P. M., Thompson, B. D., Hazzard, J. F., & Young, R. P., 2006, Quantifying Damage, Saturation and Anisotropy in Cracked Rocks by Inverting Elastic Wave Velocities. Pageoph Topical Volumes Rock Damage and Fluid Transport, Part I, 947-973. doi:10.1007/3-7643-7712-7_3.
 13. Seno, T., 2014, Stress drop as a criterion to differentiate subduction zones where Mw 9 earthquakes can occur, Tectonophysics, 621, p. 198-210, doi:10.1016/j.tecto.2014.02.016
 14. Smith, W., and Wessel, P., 1990, Gridding with continuous curvature splines in tension, Geophysics, 55, 293-305.
 15. Tsuji, T., J. Dvorkin, G. Mavko, N. Nakata, T. Matsuoka, A. Nakanishi, S. Kodaira and Nishizawa, O., 2011a, Vp/Vs ratio and shear-wave splitting in the Nankai Trough seismogenic zone: Insights into effective stress, pore pressure and sediment consolidation, Geophysics 76, no. 3, WA71-WA82.
 16. Tsuji, T., Hino, R., Sanda, Y., Yamamoto, K., Park, J. O., No, T., Araki, E., Bangs, N., Huence, R., Moore, G., Kinoshita, M., 2011b, In situ stress state from

walkaround VSP anisotropy in the Kumano basin southeast of the Kii Peninsula, Japan. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 12, no. 9, doi: 10.1029/2011GC003583.

第 6 章 結論

本研究では、南海トラフ巨大地震発生域に設置された定常海底地震観測網で観測された受動的、能動的な地震記録を用いた地震学的なアプローチによる応力空間分布推定手法を提案し、数値実験・実データを用いた検討を行った。以下に各章で得られた結果についてまとめた後、全体の結論について述べる。

第 1 章では、本研究の対象地域である南海トラフ地震発生帯の構造を概説した後、当該海域でこれまで実施されてきた直接的観測手法、および間接的手法として地震学的手法を用いた応力推定の試みについて現状を述べ、本研究の実施に至った背景およびその目的について述べた。

第 2 章では、受動的記録を用いた応力分布推定の試みとして、南海トラフに設置された地震観測網 (DONET) および孔内観測点の地震計により観測された常時微動記録を用いた解析アプローチについて述べた。ここでは、まず海底下の地震計および孔内観測点の地震計の鉛直成分で観測された常時微動記録に対して地震波干渉法処理を適用し、P 波成分を含む疑似反射波記録と海底下の P 波速度構造の対応について議論した。その後、DONET 海底地震計および海底下鉛直地震計アレイの水平動成分で観測された常時微動記録に対して地震波干渉法処理を適用し、海底下の堆積層に対応する S 波成分を含む疑似反射波記録を求めた。得られた S 波疑似反射波記録に Alford rotation 処理を適用し、海底下表層堆積層の S 波偏向異方性について議論した。さらに、S 波偏向異方性と既往手法で推定された水平主応力分布の関係について議論し、両者が整合的であることを確認した。

第 3 章では、第 2 章で実施した常時微動記録を用いた手法では困難であった深部の S 波偏向異方性構造・応力分布の議論を目指し、エアガン震源による海底地震計による観測波形を用いたデータ処理について検討した。数値実験を含む机上検討を実施し、海底下の S 波偏向異方性構造を得るための最適な探査測線レイアウトの検討を行った。その後、取得された観測データを用いて簡便な S 波偏向異方性解析を行い、海底下表層堆積層を対象とした結果について水平主応力分布との関係をまとめた。

第 4 章では、前章で実施したエアガン探査のデータを用いた新たな解析手法として、異方性センブリランスを用いた S 波偏向異方性解析手法について提案し、手法の有効性を評価した。理論波形および三次元異方性媒質での弾性波動シミュレーションを用いた数値実験を実施し、開発した手法の有効性を確認した。数値実験の結果、本手法は深度に対応する層ごとの異方性を精度よく解析できることを確認した。その後、3 章で述べた南海トラフで観測された実データの一部に対して本手法を適用した。実データ解析の結果は既往研究で示された S 波偏向異方性および水平主応力分布とも整合的であり、本手法の有効性を確認した。

第 5 章では、第 3 章で述べた観測データに対して第 4 章で示した異方性センブランス手法を適用し、南海トラフ広域における S 波偏向異方性の分布を求めた。また、求めた S 波偏向異方性に対して、クラックのアスペクト比と応力、ヤング率の関係を示す Nur の式を適用することで水平差応力最小値の広域分布を推定し、結果についてまとめた。さらに、繰り返し観測により取得された観測データを用いて、本研究で示された解析の安定性を確認し、応力変化時間変化検出の可能性について議論した。

本研究では、南海トラフ地震発生帯において観測中の海底地震計ネットワークで観測された受動的・能動的地震データを用いた地震学的アプローチにより、地震発生帯直上広域における水平主応力方位、差応力分布の推定手法を構築した。特に、新たな解析手法として異方性センブランス法による S 波偏向異方性解析を提案し、層ごとの S 波偏向異方性よりプレート境界域地震発生帯広域での水平差応力の分布を明らかにすることに成功した。さらに、繰り返しの観測データを用いることで、地震発生プロセスを理解するために最も重要なパラメータであり、これまで現実的な観測手法の存在しなかった応力の時間変化検出の可能性について議論し、10 年程度の繰り返し観測による地震発生帯広域での応力モニタリングの実現可能性を示す結果を得た。一方で、本研究では、S 波異方性と応力分布の関係性の議論に多くの仮定があり、得られた情報は水平差応力の最小値という限られた情報であった。今後は掘削孔原位置での観測・コアサンプル解析、さらには詳細な速度構造探査等を実施し、本研究で用いた仮定の妥当性を評価するとともに、水平差応力の上限值についても数値計算を含めた検討が必要であると考えている。

本研究で得られた成果は、単独でも地震発生準備過程の把握・理解につながる指標となり得るが、今後、応力の原位置観測・掘削コアサンプル解析等、実観測データと本研究による繰り返し観測の結果を統合的に解釈することで、地震発生切迫度など、巨大地震発生リスクアセスメントに直接的につながる指標となり得る。また、本研究で得られた結果は、地震発生サイクルのシミュレーションに対して制約条件として利用することで、シミュレーション結果の精度の向上への貢献等、地震発生メカニズム解明研究に対しても多くの知見をもたらす成果である。

謝辞

本研究を進めるにあたり，終始懇切丁寧なご指導を賜り，また本論文をまとめるに際しても親身なご指導・ご鞭撻，さらには力強い励ましを賜りました京都大学大学院社会基盤工学専攻教授三ヶ田均博士に対し，心からの感謝の意を表し，深く御礼申し上げます。

京都大学大学院社会基盤工学専攻教授朝倉俊弘博士，同都市社会工学専攻教授林為人博士，および国立研究開発法人産業技術総合研究所福島再生可能エネルギー研究所熱チーム研究チーム長浅沼宏博士には，本論文をまとめる際に多くの貴重なご助言を賜りました。ここに記して感謝の意を表します。

The University of Western Australia 研究員亀井理映博士には南海トラフの P 波速度構造モデルを提供頂きました。ここに記して感謝の意を表します。

国立研究開発法人海洋研究開発機構地震津波海域観測研究開発センター長小平秀一博士，同研究開発センター長代理川口勝義博士，および同研究開発センター海底観測技術開発グループリーダー代理荒木英一郎博士には，本研究を進めるにあたり，現場データの観測から処理に関する多くのお力添え，有益な議論を頂きました。ここに記して感謝の意を表します。

本研究を遂行するにあたり，常に有益な議論・適切なご助言を頂きました，助教武川順一博士はじめ京都大学大学院社会基盤工学専攻応用地球物理学分野研究室の皆様，さらには学生生活の様々な面において支えて下さった研究室秘書亀井志織氏に対し感謝の意を表します。

以上の方々をはじめ，ご指導ご鞭撻を頂いた全ての方々に感謝いたします。最後に物心両面で研究活動を支えて下さった両親，妻，子供たちに心より感謝いたします。